

# Capítulo 7

## Relações Solo-Água-Planta

Francisco L. Santos, Carlos A. Alexandre, Renato R. Coelho  
*ICAAM - Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas,  
Escola de Ciência e Tecnologia  
Universidade de Évora*

### 1. Introdução

O interesse nas relações solo-água-planta decorre do facto de constituírem conhecimento essencial e suporte indispensável para aplicações em áreas tão diversas e tradicionais como a agricultura, biologia, hidrologia e hidrogeologia, engenharia dos recursos hídricos e engenharia do ambiente, estendendo-se a outras áreas como a bio-remediação e o controlo de solutos e poluentes no solo e nas águas. O capítulo aborda o âmbito da ciência e da física do solo, a metodologia de estudos dos fenómenos aí tratados e prossegue com a descrição e quantificação dos elementos que constituem as fases do solo. A descrição da fase sólida limita-se às características gerais que permitem diferenciar os solos entre si, e relacioná-los com os fenómenos rápidos de transferência de água e de solutos. Aspetos específicos da interação entre as fases sólida e líquida são detalhados, com abordagem das metodologias mais usadas na caracterização da capacidade geral de armazenamento do solo. Prossegue-se com a análise do estado energético da água e dos fenómenos e leis que explicam a sua retenção no solo, transporte e ascensão para a planta, através das raízes. Expõe-se os conceitos e as leis físicas do movimento e da dinâmica da fase líquida, e os métodos e técnicas de avaliação de escoamentos e fluxos no solo e na planta. Para o aprofundamento dos temas, a bibliografia oferece múltiplas referências.

### 2. Água, solo e planta

O solo é o meio natural para o desenvolvimento das plantas terrestres, multi-fásico e cuja composição varia no espaço e no tempo. As transferências de água associados à sua fase fluida são fenómenos rápidos que exercendo uma influência determinante sobre as condições e os ritmos de crescimento das plantas afetam a sua evolução e as suas

características. Como a maior parte dos fenómenos rápidos no solo têm origem externa, seja pela interação solo-planta ou pela ação de agentes atmosféricos como a chuva ou as trocas térmicas, ao estudo e descrição dos processos que aí decorrem associam-se também os estudos do sistema planta-atmosfera

## 2.1 Molécula e propriedades da água

A molécula de água é composta por dois átomos de hidrogénio fortemente unidos a um átomo de oxigénio por ligações covalentes (Figura 7.1). Tem uma massa molar de 18 g, correspondendo a 8 protões e 8 neutrões do oxigénio e um protão de cada hidrogénio (os electrões têm massa praticamente nula).

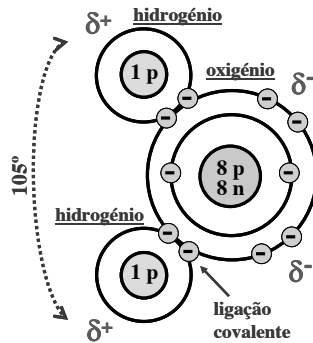


Figura 7.1. Representação esquemática da estrutura da molécula de água. O grande núcleo do átomo de oxigénio, com 8 protões (p) e 8 neutrões (n), atrai os eletrões originando a formação de polos com cargas parciais positivas ( $\delta^+$ ) junto aos hidrogénios e cargas negativas ( $\delta^-$ ) junto ao oxigénio. Estas cargas parciais permitem estabelecer ligações eletrostáticas entre moléculas de água ou com outras moléculas próximas.

A disposição espacial dos três átomos não é linear, o ângulo de inserção dos hidrogénios é de  $105^\circ$ . Este facto, aliado à grande massa e forte carga positiva do núcleo do oxigénio, conduz a um desequilíbrio na distribuição dos eletrões na molécula, ou seja, estabelecem-se dois locais com predominância de cargas negativas ( $\delta^-$ ) e outros dois com predominância de cargas positivas ( $\delta^+$ ). A molécula, embora neutra, fica polarizada, levando ao estabelecimento de ligações eletrostáticas entre moléculas de água próximas, as chamadas Pontes de Hidrogénio (Figura 7.2).

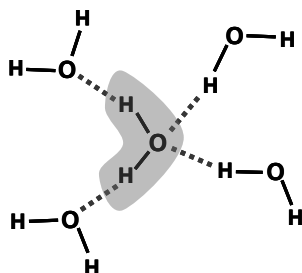


Figura 7.2. Representação esquemática das ligações por pontes de hidrogênio (linhas tracejadas) entre uma molécula de água (ao centro, sombreada) e quatro moléculas de água vizinhas.

Estas pontes têm três características básicas: são ligações muito fracas, são muito efêmeras, mas são muito numerosas. Fracas porque se quebram facilmente, a energia de dissociação (pouco mais de  $20 \text{ kJ mol}^{-1}$ ) é cerca de 20 vezes menor que a da ligação covalente O-H (aproximadamente  $450 \text{ kJ mol}^{-1}$ ); efêmeras porque duram apenas alguns picosegundos ( $10^{-12}$  segundos), fazem-se e desfazem-se continuamente, uma molécula está ligada a outras três mas daí a uma fração de segundo já está unida a outras; mas são efetivamente muito numerosas. Cada molécula de água, no estado líquido a  $25^\circ \text{C}$  à pressão atmosférica, estabelece, em média, 3,4 pontes de hidrogênio. No máximo haverá 4 pontes (no estado sólido) e no mínimo zero pontes (vapor de água<sup>1</sup>).

Estas três características muito particulares das pontes de hidrogênio (fracas e efêmeras, mas muitas), vão-se traduzir nas propriedades únicas que a água apresenta.

A água é praticamente incolor, absorve uma fração importante da radiação solar infravermelha mas apenas alguma radiação visível, na região do vermelho (pico a cerca de  $700 \text{ nm}$ ), o que lhe confere uma cor ligeiramente azulada (a cor do mar).

A água é um líquido em CNTP e apresenta pontos de solidificação e ebulição de  $0^\circ \text{C}$  e  $100^\circ \text{C}$ , respetivamente. Em contraste, por exemplo, o sulfureto de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{S}$ ), uma molécula semelhante à água, apresenta pontos de fusão e ebulição de  $-82^\circ \text{C}$  e  $-60^\circ \text{C}$ . Esta enorme diferença deve-se às pontes H entre as moléculas de água que permitem, por um lado, a solidificação a uma temperatura relativamente elevada (0

<sup>1</sup> Quando temos gotículas de água, como no caso das nuvens ou neblina, obviamente haverá pontes de H entre as moléculas de cada gotícula.

88 °C) e, por outro, exigem uma elevada energia e temperatura para que se  
89 dê a ebulição.

90 O grande número de pontes H é também responsável por outras  
91 importantes propriedades da água, nomeadamente o elevado calor  
92 específico ( $1 \text{ kcal kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ), porque há um grande consumo de energia  
93 para aumentar a agitação (temperatura) das moléculas de água, e o  
94 elevado calor latente de vaporização (cerca de  $40 \text{ kJ mol}^{-1}$ ), já que é  
95 necessário fornecer muito calor para quebrar as pontes H que ligam uma  
96 molécula de água às vizinhas e permitir, assim, a sua libertação para o  
97 estado gasoso.

98 A elevada coesão entre moléculas de água e a elevada adesão a  
99 outras substâncias deve-se também às pontes H. Estas duas propriedades,  
100 associadas, conferem à água um elevado poder de capilaridade (a  
101 capacidade de ascensão contra a força da gravidade num tubo estreito)  
102 devido, por um lado, à forte adesão às paredes do tubo e, por outro, à  
103 grande tensão superficial causada pela união entre as moléculas de água.

104 Apesar desta elevada coesão, a água tem uma viscosidade  
105 (resistência ao fluxo) relativamente baixa (aproximadamente  $1 \text{ mPa s}^{-1}$  a  
106  $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). A elevada fluidez da água deve-se à curta duração de cada ponte  
107 H, o que permite que duas moléculas de água estejam ligadas entre si  
108 num dado momento mas, passados alguns picossegundos, estejam  
109 ligadas a outras.

110 A polarização da molécula de água confere-lhe também uma  
111 solubilidade muito elevada e muito universal. Elevada porque pode  
112 dissolver uma grande quantidade de solutos (1 litro de água pode  
113 dissolver 360 g de sal e mais de 2 kg de açúcar). Muito universal porque a  
114 maioria das substâncias é solúvel em água. Estas duas propriedades  
115 fazem da água um bom meio de transporte de nutrientes.

116 Outra característica interessante da água é a relação entre a  
117 densidade e a temperatura. No estado líquido tem densidade máxima  
118 ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ) a  $4^{\circ}\text{C}$ , diminuindo ligeiramente a maiores temperaturas (e.g.  
119  $996 \text{ kg m}^{-3}$  a  $30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). No estado sólido a densidade é consideravelmente  
120 menor ( $917 \text{ kg m}^{-3}$  a  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Este aumento de cerca de 9% no volume do  
121 gelo, relativamente à água no estado líquido (Figura 7.3), deve-se ao facto  
122 de, no estado sólido, se estabelecerem 4 pontes de H por molécula,  
123 originando-se uma estrutura cristalina que deixa mais espaços entre as  
124 moléculas de água.

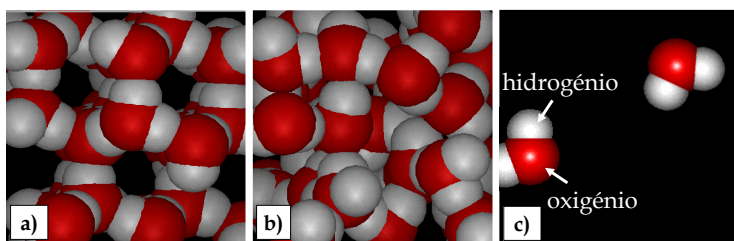


Figura 7.3. Representação da disposição das moléculas de água em três estados. No estado sólido (a) forma-se um cristal o que leva ao aumento do espaço entre as moléculas e, consequentemente, do seu volume relativamente ao estado líquido (b). No estado gasoso as moléculas de água estão muito afastadas não havendo pontes de hidrogénio entre elas (Retirado de <http://www.nyu.edu/pages/mathmol/textbook>)

A baixa compressibilidade da água ( $5,1 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$  a  $0^\circ \text{C}$ ) no estado líquido, uma propriedade muito importante na regulação da pressão celular e fenómenos de osmose nas plantas, deve-se precisamente à grande proximidade, portanto pouco espaço, entre as moléculas de água no estado líquido.

## 2.2 Arquitetura do solo

O solo constitui a cobertura da superfície da terra em cerca de 80% da área emersa (continentes e ilhas). É a própria interface, e o resultado da interação ao longo do tempo, entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera. Como “material não consolidado, mineral ou orgânico, existente à superfície da terra e que serve de meio natural para o crescimento das plantas” (SSSA, 2008), é um recurso vital para as sociedades humanas.

Uma propriedade fundamental do solo é a sua anisotropia, ou a grande variabilidade das suas características em todas as direções do espaço. A expressão dessa variabilidade na direção vertical é dada pela estratificação de horizontes e camadas que, no seu conjunto, representam o perfil do solo. No mesmo perfil de solo cada horizonte apresenta materiais específicos e que podem ser muito contrastantes com os de horizontes contíguos. O material do solo é um sistema heterogêneo, polifásico, particulado, disperso e poroso (Hillel, 1998). Heterogêneo porque apresenta muitos tipos de substâncias numa mistura não homogênea. Polifásico porque inclui matéria sólida, líquida e gasosa (Figura 7.4). Particulado e disperso por ser constituído por partículas que se podem separar umas das outras e que totalizam uma enorme área superficial. Poroso por apresentar espaços vazios entre as partículas

sólidas, ocupados por ar e água – esta última também designada como solução do solo, devido aos solutos que apresenta.

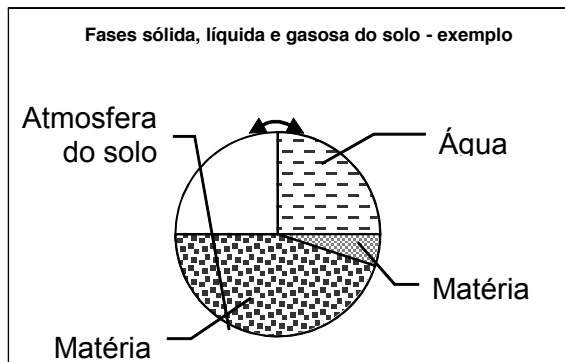


Figura 7.4 – Proporção tipo entre a fase sólida e os poros do solo, ocupados com fase líquida e gasosa.

### 2.2.1 Textura

A fase sólida é constituída por matéria mineral, matéria orgânica ou húmus e organismos do solo, dividindo-se a matéria mineral em partículas individuais e agregados. Uma das propriedades fundamentais do solo é a distribuição granulométrica das suas partículas individuais, ou seja, a textura. A textura pode apresentar variações enormes de horizonte para horizonte e é extremamente importante para propriedades como a capacidade de retenção de água e de elementos químicos no solo, bem como para a permeabilidade à água e ao ar, embora estas últimas dependam também do arranjo das partículas compostas, ou agregados, e dos espaços vazios entre elas, ou seja da estrutura do solo.

A textura corresponde à distribuição granulométrica, ou do tamanho, das partículas minerais do solo. Assume-se geralmente que o tamanho das partículas é bem representado pelo seu diâmetro equivalente (diâmetro da partícula esférica equivalente a cada partícula de solo). Na sua versão mais comum a determinação da textura implica a quantificação das seguintes classes de partículas primárias ou individualizadas:

- 1) Terra fina (diâmetro  $< 2$  mm) e elementos grosseiros (diâmetro  $> 2$  mm).
- 2) Divisão da terra fina em três classes – areia, limo e argila.

A textura do solo é expressa pela proporção de areia, limo e argila, complementada pela abundância de elementos grosseiros.

Existem vários sistemas de divisão das classes de partículas que constituem a terra fina. No Quadro 7.1 indicam-se os 3 sistemas mais usados no âmbito das Ciências do Solo. Em todos estão representadas as três principais classes – areia, limo e argila – sendo o limite inferior da areia (ou limite superior do limo) a principal diferença entre eles. As diferenças entre estes sistemas acentuam-se ao nível das subclasses.

Em Portugal é adotada a escala de Atterberg, recomendada pela International Union of Soil Sciences (IUSS), que divide a areia em 2 subclasses e cria um total de 4 classes: areia grossa (2- 0,2 mm), areia fina (0,2- 0,02 mm), limo (0,02- 0,002 mm) e argila (<0,002 mm). No Quadro 7.1 estas classes podem ser comparadas com as classes adoptadas no USDA e na FAO.

Quadro 7.1 - Classes de partículas de acordo com o sistema adotado em Portugal para a textura do solo (IUSS) e comparação com dois sistemas muito generalizados (USDA e FAO). Valores em  $\mu\text{m}$ .

Classes principais	Cls. secund. (IUSS)	IUSS <sup>1</sup>	USDA <sup>2</sup>	FAO <sup>3</sup>	Cls. secund. (USDA e FAO)
Areia (sand)	Areia grossa	2000	1000	1250	Areia muito grossa
					Areia grossa
					Areia média
					Areia fina
	Areia fina	200	250	200	
Limo (silt)		20	50	63	Limo grosso
					Limo fino
Argila (clay)		2	2	2	Argila

<sup>1</sup> Sistema baseado na escala de Atterberg e adoptado pela International Society Soil Sciences (ISSS), actualmente International Union of Soil Sciences (IUSS).

<sup>2</sup> United States Department of Agriculture (USDA).

<sup>3</sup> Food and Agriculture Organization das Nações Unidas (FAO).

As combinações (teoricamente ilimitadas) das 3 classes principais de partículas são divididas em 12 classes texturais diferentes, cada uma agrupando valores de textura próximos e, por conseguinte, também comportamentos semelhantes de outras propriedades do solo dependentes da textura. Com base nos valores de areia, limo e argila de uma dada amostra de solo, pode determinar-se a sua classe de textura através do diagrama triangular da Figura 7.5, que representa o diagrama triangular do USDA adaptado para as classes de partículas do IUSS por Gomes & Silva (1962).

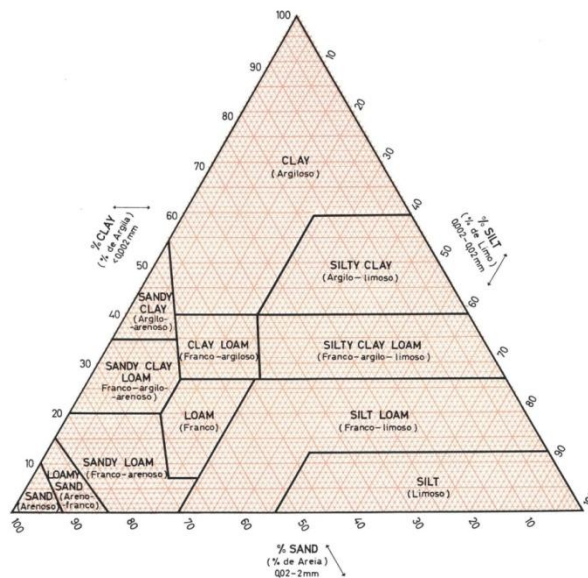


Figura 7.5 - Diagrama triangular das classes texturais de acordo com a classificação granulométrica da IUSS adaptado por Gomes & Silva (1962).

À semelhança de outros materiais particulados a textura do solo também se pode representar através de curvas de distribuição granulométrica mais ou menos detalhadas consoante os métodos de análise utilizados e os objetivos pretendidos. Na Figura 7.6 podem observar-se exemplos de curvas de distribuição granulométrica cumulativa que permitem conhecer a representação de classes de partículas muito mais detalhadas do que as 3 classes de areia, limo e argila. Na curva de distribuição de um dado solo obtem-se na escala das ordenadas a percentagem de partículas inferiores a um dado diâmetro indicado em abcissas (em escala logarítmica na figura).



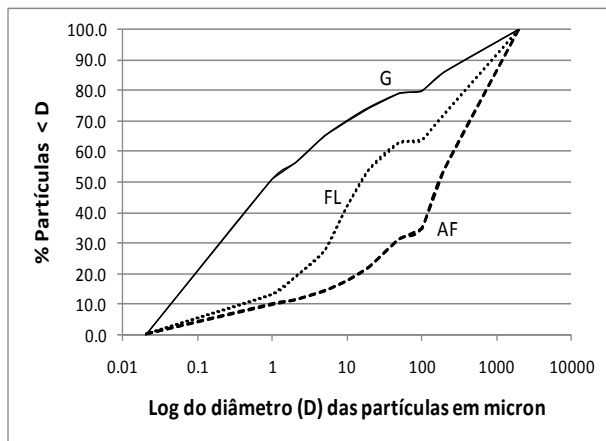


Figura 7.6 – Curvas de distribuição granulométrica cumulativa para 3 horizontes (terra fina) com classes texturais diferentes: G – argilosa, FL – Franco-limosa, AF – areno-franca.

## 2.2.2 Estrutura

Em geral a textura não é suficiente para explicar, por exemplo, propriedades como a permeabilidade à água e ao ar. Estas propriedades dependem em grande medida da distribuição dos vazios ou poros do solo, a qual é condicionada não só pela distribuição granulométrica das partículas primárias mas, também, pelas partículas compostas do solo, os agregados ou pedes, cujo arranjo ou organização, em conjunto com as partículas primárias e os poros, traduz o que se designa por estrutura do solo. Embora possam existir solos apédicos, isto é sem agregados ou pedes, todos os solos tem estrutura.

Tal como a textura também a estrutura do solo pode sofrer grandes variações ao longo do perfil, por vezes com alterações bruscas entre horizontes contíguos.

A estrutura do solo apresenta uma natureza hierárquica, manifestando-se desde dimensões submicrométricas, com a associação entre algumas partículas de argila ou entre estas e o húmus, até macroagregados com algumas dezenas de centímetros, compostos por vários níveis de organização entre estes dois limites.

A caracterização mais comum da estrutura do solo compreende a descrição da sua macroagregação com a indicação do tipo, classe e grau. O tipo traduz a forma dos agregados, considerando-se em geral os seguintes tipos e subtipos (Quadro 7.2): esferoforme (granular e grumoso), laminoforme, prisforme (prismático e colunar) e anisoforme

(anguloso e subanguloso). O tipo anisoforme tem forma irregular e com desenvolvimento aproximadamente igual em todas as direções.

Quadro 7.2 – Principais tipos de estrutura do solo, ações predominantes na sua formação, tipos de classes (dimensão) e principais horizontes do solo onde ocorrem.

Solos e ações de agregação	Tipo de estrutura	Classes	Horizontes
Solos apédicos			
	Grãos soltos		A, E, C
	Massiva (coesa)		A, C
	Estratificada (coesa)		A, C
Solos agregados – agregação com predomínio de ações de:			
- ligação (origem biótica)	Granular (GA)	I	A
	Grumosa (GU)		A
	Anisoforme subangulosa (AS)	II	A, B
- separação (origem abiótica)	Anisoforme angulosa (AA)		A, B
	Prismática (PR)	III	B
	Colunar (CO)		B
	Laminar (LA)	I	Ap, B
- fragmentação e compactação (origem antrópica)	Fragmentada em grânulos e torrões (FR)	II	Ap*
* Ap - horizonte superficial mobilizado.			

As classes referem-se ao tamanho dos agregados, variando de acordo com o tipo de agregação, como se pode ver no Quadro 7.3.

Quadro 7.3 – Classes de macroagregação do solo.

Classes		Tipo de classes (valores em mm)		
		I (GA, GU, LA)	II (AA, AS, FR)	III (PR, CO)
1	Muito fina	< 1	< 5	< 10
2	Fina	1 - 2	5 - 10	10 - 20
3	Média	2 - 5	10 - 20	20 - 50
4	Grosseira	5 -10	20-50	50 -100
5	Muito grosseira	> 10	> 50	> 100

O grau refere-se à abundância da agregação relativamente à restante massa do solo e reflete também a resistência dos agregados ou a sua estabilidade. É comum adotarem-se 4 graus: sem agregação (0 - solos apédicos), fraco (1), moderado (2) e forte (3).

A descrição da macroagregação do solo é dada pela sequência, tipo, classe e grau, por exemplo: anisoforme subangulosa, média, forte. No caso de existirem macroagregados compostos por outros macroagregados a descrição é mais extensa, por exemplo: prismática, grosseira, moderada, composta por anisoforme angulosa, média, forte.

### 2.2.3 Massa volúmica real, aparente e porosidade do solo

A relação entre massa e volume (e densidade) é fundamental para a caracterização física de qualquer corpo. No caso de corpos porosos acresce ainda a porosidade.

Massa volúmica ou massa específica de um corpo ( $\rho$ ) é dada pela relação entre a massa ( $m$ ) e o volume desse corpo ( $V$ ) exprimindo-se, por exemplo, em  $\text{kg m}^{-3}$ . Por outro lado, a densidade  $d$  é adimensional porque é dada pela relação entre a massa volúmica de um corpo ( $\rho$ ) e a massa volúmica de uma substância de referência (água a  $4^{\circ}\text{C}$ , com  $\rho_w \cong 1000 \text{ kg m}^{-3} = 1 \text{ Mg m}^{-3} = 1 \text{ kg dm}^{-3}$ ). Portanto:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad \text{e} \quad d = \frac{\rho}{\rho_w} \tag{7.3} \text{ e } (7.4)$$

No Quadro 7.4 apresentam-se as massas volúmicas de alguns constituintes do solo.

Quadro 7.4 – Massa volúmica ( $\rho$ ) de alguns constituintes do solo.

Constituintes	$\rho \text{ (Mg m}^{-3}\text{)}$
Ar	0,001
Água	1,0
Húmus	0,9-1,4 (1,1)
Quartzo	2,65
Feldspatos	2,5 - 2,6
Micas	2,7 - 3,3
Minerais de argila	2,0 - 3,0
Calcite	2,7-2,9
Gesso	2,3
Hematite	4,8-5,3

Para aplicação dos conceitos de massa volúmica e densidade ao solo consideremos a notação indicada na Figura 7.7, em que  $m$  representa

massa,  $V$  volume e as letras em índice representam as três fases da matéria: sólida ( $s$ ), líquida (água,  $a$ ) e gasosa ( $g$ ). Define-se ainda o volume total ou aparente do solo ( $V_t$ ) e o volume dos poros ( $V_p$ ).

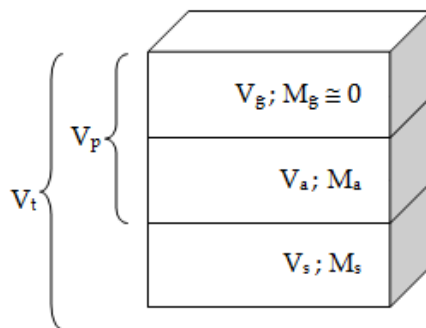


Figura 7.7 - Representação teórica com separação das 3 fases da matéria que ocorrem no material do solo.

Aplicando o mais estritamente possível o conceito de massa volúmica e de densidade obtemos a massa volúmica real ( $\rho_r$ ) e a densidade real ( $d_r$ ):

$$\rho_r = \frac{m_s}{V_s} \quad e \quad d_r = \frac{\rho_r}{\rho_a} \quad (7.5 \text{ e } 7.6)$$

Por outro lado, se considerarmos a massa de solo seco ( $m_s$ , solo seco a 105°C) mas o volume total ou aparente do solo ( $V_t$ ), em vez do volume das partículas sólidas, obtemos a chamada massa volúmica aparente ( $\rho_{ap}$ ) e a densidade aparente ( $d_{ap}$ ):

$$\rho_{ap} = \frac{m_s}{V_t} \quad e \quad d_{ap} = \frac{\rho_{ap}}{\rho_a} \quad (7.7 \text{ e } 7.8)$$

Aplicando o conceito de massa volúmica aparente ao solo húmido ( $m_h$  em vez de  $m_s$ ) obtemos a massa volúmica aparente húmida ( $\rho_{ap}(h)$ ) em função da humidade do solo:

$$\rho_{ap}(h) = \frac{m_h}{V_t} \quad \Leftrightarrow \quad \rho_{ap}(h) = \rho_{ap}(1 + \theta_g) \quad (7.9 \text{ e } 7.10)$$

Conhecendo o teor gravimétrico de água do solo ( $\theta_g$ ) é fácil obter  $\rho_{ap}(h)$  a partir de  $\rho_{ap}$  e vice-versa.

A porosidade total ( $\Phi$ ) tem grande importância para a caracterização das propriedades hidrológicas do solo. Representa o

307 volume de poros ( $V_p$ ) relativamente ao volume total ou aparente do solo  
 308 ( $V_t$ ) e pode ser expressa em  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  ou em percentagem. O volume de  
 309 poros ( $V_p$ ) também pode ser expresso relativamente ao volume da fase  
 310 sólida ( $V_s$ ), obtendo-se o índice de vazios ( $I_v$ ). Temos assim,  
 311 respetivamente:

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} \quad \text{e} \quad I_v = \frac{V_p}{V_s} \tag{7.11 e 7.12}$$

312 Ambos os conceitos se podem converter um no outro, por  
 313 exemplo, conhecendo a porosidade pode obter-se o índice de vazios pela  
 314 expressão:

$$I_v = \frac{\phi}{1 - \phi} \tag{7.13}$$

315 No Quadro 7.5 apresentam-se valores típicos da massa volúmica  
 316 real ( $\rho_r$ ), massa volúmica aparente ( $\rho_{ap}$ ) e porosidade ( $\phi$ ) para alguns  
 317 horizontes ou camadas do solo. A massa volúmica real do solo é  
 318 relativamente constante e na maior parte dos casos pode assumir-se como  
 319 sendo  $\rho_r \approx 2,65 \text{ Mg m}^{-3}$ . Este facto explica-se porque a massa volúmica real  
 320 do solo corresponde à massa volúmica das partículas que o constituem  
 321 (ver Quadro 7.4) entre as quais têm especial relevância o quartzo ( $\rho = 2,65$   
 322  $\text{Mg m}^{-3}$ ) e diversos minerais com massas volúmicas que oscilam em torno  
 323 daquele valor.

324 Quadro 7.5 - Exemplos de valores da massa volúmica real ( $\rho_r$ ), massa volúmica  
 325 aparente ( $\rho_{ap}$ ) e porosidade ( $\Phi$ ) para alguns horizontes ou camadas do solo.

Horizontes ou camadas do solo	$\rho_r$ ( $\text{Mg m}^{-3}$ )	$\rho_{ap}$ ( $\text{Mg m}^{-3}$ )	$\phi$ (%)
Ap, textura grosseira (A-F A)	2,65	1,3-1,8	50-30
Ap, textura fina (GL-G)		0,9-1,4	65-50
B ou C, textura fina, compactos		1,7-2,1	35-20
A (não cultivado: florestas, pastagens), cls. text. F		0,8-1,2	70-55
Ricos em óxidos de Fe, horiz. Ap, classe text. G	2,6-3,6	0,8-1,2	75-55
Em solos de origem vulcânica	2,5-2,7	0,4-0,9	90-70
Orgânicos	1,1-2,0	0,1-0,6	90-75
Arenito (rocha)	2,65	2,1	20

Horizontes: A - superficial (Ap, se cultivado); B - subsuperficial; C - material originário do solo.

Classes texturais: A - arenosa; FA - franco-arenosa; F - franca; GL - argilo-limosa; G - argilosa.

Em contrapartida, a massa volúmica aparente do solo é muito mais variável e tem reflexos diretos (e de sentido contrário) na porosidade total do solo. Por exemplo, maior massa volúmica aparente implica, por definição, maior massa sólida no mesmo volume total ou aparente do solo e, portanto, menor volume de poros (para igual massa volúmica real). A relação em causa traduz-se pela seguinte expressão:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_{ap}}{\rho_r} \quad (7.14)$$

Esta fórmula tem grande utilidade prática, permitindo o cálculo da porosidade total a partir de métodos simples de determinação da massa volúmica aparente e adotando um valor médio adequado para a massa volúmica real do solo (por ex: 2,65 Mg m<sup>-3</sup>).

A porosidade total do solo pode ser dividida em duas componentes: a porosidade textural e a porosidade estrutural. A primeira corresponde à porosidade que o solo apresentaria apenas em resultado de um arranjo aleatório das suas partículas primárias. A título de exemplo, o arranjo aleatório de partículas de areia quase esféricas e com diâmetros variados tende a originar uma porosidade aproximada de 30% (Nimmo, 2004). A porosidade estrutural traduz a diferença entre a porosidade total e a textural, que é devida à agregação do solo, ou seja, à organização introduzida na arquitetura do solo em resultado da atividade biológica (raízes de plantas, hifas de fungos, macro e mesofauna do solo), bem como de fenómenos abióticos (humedecimento-secagem, expansão-contracção, ações de compressão e corte). No Quadro 7.6 apresenta-se a classificação de poros em classes de diâmetro adotada pela SSSA (2008), bem como algumas das suas características e funções hidrológicas mais relevantes.

Pela influência que exerce na capacidade de infiltração, de arejamento e de transferência de calor no solo, a distribuição da porosidade tem especial interesse como indicador da qualidade do solo e da sua capacidade para desempenhar diversas funções ecológicas.

Quadro 7.6 – Classificação de poros adotada pela SSSA (2008).

Classes <sup>1</sup>	Limites <sup>1</sup> Øeq <sup>2</sup> (µm)	Características gerais	Funções hidrológicas
Macroporos	> 75	Principalmente poros interagregados. Fazem parte da porosidade estrutural (bioporos, fendas de contração).	Drenam facilmente. Muito importantes para a infiltração, drenagem e arejamento do solo.
Mesoporos	30-75	Muito sensíveis a ações mecânicas.	
Microporos	5-30	Principalmente poros intra-agregados.	Muito importantes para o armazenamento de água disponível para as plantas.
Ultramicroporos	0,1-5	Habitat de microorganismos e microfauna. Muito dependentes da textura e matéria orgânica do solo e pouco de ações mecânicas.	
Criptoporos	< 0,1	Poros praticamente inacessíveis aos microorganismos.	Conservam água muito tempo, mas não está disponível para as plantas.

<sup>1</sup> SSSA (2008); <sup>2</sup> Diâmetro equivalente dos poros.

358 **2.3 Arquitetura da planta**

359 As plantas têm três órgãos básicos: a raiz, o caule e as folhas.  
360 Como todos os seres vivos superiores, as plantas, e portanto os seus  
361 órgãos, são constituídas por células, de forma e composição variáveis.  
362 Mas, contrariamente às dos animais, as células vegetais têm um  
363 revestimento – a parede celular – por fora da membrana. Esta parede é  
364 formada basicamente por polímeros de hidrocarbonetos, as fibras de  
365 celulose e hemicelulose e por pectinas, ou seja, algo semelhante a papel,  
366 mas bastante rígido e maioritariamente insolúvel. A parede permite a  
367 existência de pressões elevadas no interior das células (maiores que a  
368 atmosférica, normalmente na ordem dos 0,4 a 0,8 MPa), desempenhando  
369 ambas (parede rígida e pressão celular), de algum modo, o papel do  
370 esqueleto ósseo nos animais.

371 Em termos quantitativos, o principal fluxo de água numa planta é  
372 sem dúvida o chamado fluxo transpiracional (Figura 7.8) que envolve três  
373 etapas: (1) a absorção da água do solo pela superfície – epiderme – da raiz  
374 e o seu movimento radial até à zona central da mesma; (2) no centro da  
375 raiz encontram-se os vasos especializados – xilema – que se estendem  
376 pelo caule até às nervuras das folhas, permitindo o transporte rápido  
377 ascendente; (3) a partir das nervuras (xilema) das folhas, a água segue em  
378 direção à sua superfície onde sofre evaporação – transpiração – para a  
379 atmosfera.

A planta constitui, assim, uma via alternativa, paralela, à (4) evaporação direta da água do solo para a atmosfera.

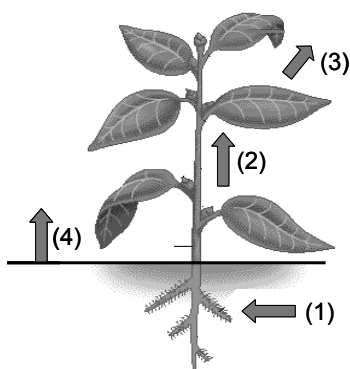


Figura 7.8. O fluxo transpiracional de água na planta. A água do solo é (1) absorvida pela raiz, desloca-se até à zona central onde estão os vasos condutores do xilema pelos quais (2) ascende até às folhas. Nestas, a (3) água desloca-se para a superfície onde se evapora para a atmosfera pelo processo da transpiração. A água do solo (4) evapora-se também diretamente para a atmosfera.

Os restantes fluxos de água na planta são movimentos difusivos internos de ajuste do equilíbrio hídrico (osmótico) das células ou, muito importante, o transporte dos produtos da fotossíntese feito no floema por fluxo em massa, de qualquer modo também este um movimento interno.

Os fluxos difusivos de água na planta ocorrem em três vias possíveis (Figura 7.9): a água passa de célula em célula – via celular – ou simplesmente embebida nas fibras de celulose da parede celular – via apoplasto – exteriormente à membrana das células. A via celular apresenta duas alternativas paralelas, ou atravessando a membrana, saindo para a parede e entrando numa célula vizinha – via transmembranar – ou, de um modo mais rápido, através dos plasmodesmos, canais especializados que ligam a maioria das células vegetais – via simplasto. A proporção relativa do fluxo por estas três vias é variável e ainda não completamente esclarecida.



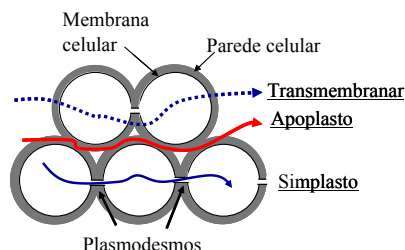


Figura 7.9. Vias alternativas para o fluxo de água através das células da planta. A via celular (azul) subdivide-se nas vias transmembranar (atravessando as membranas das células) e simplasto (através dos plasmodesmos). Pela via apoplasto, a água move-se embebida nas fibras da parede celular.

Na Figura 7.10 mostra-se o percurso da água desde o solo até à zona central da raiz, onde se localizam as células condutoras do xilema, naquilo que se costuma designar de movimento radial. Antes de chegar ao xilema, envolvendo completamente a zona central, existe a endoderme. Estas células têm depósitos de suberina (uma substância impermeável, a mesma existente nas células da cortiça) numa porção da parede, originando a chamada banda de Caspary. Esta banda impede a circulação de água embebida na parede e bloqueia, portanto, a via apoplasto, só permitindo o fluxo pela via celular. Ou seja, só conseguem ascender, pelo xilema, à parte aérea da planta, as substâncias capazes de atravessar a membrana das células da endoderme.

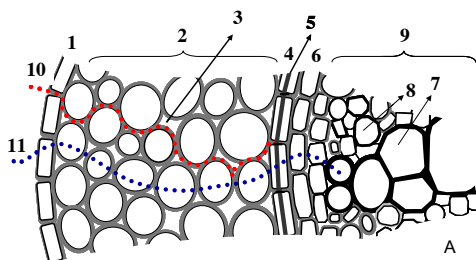


Figura 7.10. Movimento radial da água desde o solo até à zona central da raiz onde se localiza o xilema. Mostra-se uma fração de um corte transversal de uma raiz e os trajetos de difusão da água pela via apoplasto (10, vermelho) e celular (11, azul), a primeira bloqueada pelas bandas de Caspary (5) da endoderme (4).

Mostra-se a epiderme (1), o parênquima do córtex (2) geralmente com amplos espaços intercelulares (3). O periciclo (6) fica logo por dentro da endoderme antes de se atingir os vasos do xilema (7) e as células crivosas do floema (8) na zona do cilindro central (9).

O xilema (Figura 7.11), como foi referido, percorre todas as partes adultas da planta, praticamente desde o ápice das raízes até à extremidade das folhas. As células condutoras do xilema – traqueias e traqueídeos – são muito alongadas e, mais importante, são desprovidas de membrana celular, têm apenas uma parede celular muito rígida (lenhificada), sendo células mortas quando maduras. Podem ter grande diâmetro (nalguns casos quase 0,5 mm) e, várias células colocadas topo a topo, formam um vaso que pode, embora raramente, chegar a vários metros de comprimento. Conjuntos de vasos, lado a lado, constituem os feixes do xilema. Porque têm paredes rígidas, permitem pressões superiores ou inferiores à atmosférica; porque não têm membranas, permitem o fluxo em massa. Assim, as plantas superiores<sup>2</sup> dispõem, desde a raiz até às folhas, de uma via de transporte rápido, por fluxo em massa, gerado por diferenças de pressão hidrostática.

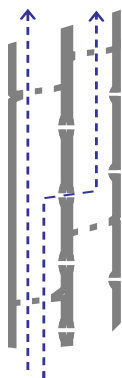


Figura 7.11. Esquema simplificado de um corte longitudinal de dois vasos do xilema. As paredes das células condutoras – as traqueias – são rígidas e não têm membrana celular. As paredes de topo ou não existem ou têm grandes poros (como neste exemplo). A água pode mover-se livremente na vertical e, nalguns tipos de vasos, também lateralmente através de poros – as pontuações.

Nas folhas, a água sai do xilema em direção à superfície (Figura 7.12), um percurso pelas mesmas vias de difusão descritas para a raiz (vias transmembranar, simplasto e apoplasto). Há também algum fluxo de água no estado gasoso nos espaços entre as células. O vapor de água sai da folha através de poros da epiderme – os estomas – que normalmente estão abertos durante o dia e fechados à noite. Alguma água (geralmente

<sup>2</sup> Algumas plantas (e.g. musgos e algas) não têm feixes condutores de xilema ou floema.

menos de 10% do total) evapora-se diretamente para a atmosfera através da cutícula que reveste as paredes exteriores das células da epiderme.

Em resumo: o fluxo de água do solo para a atmosfera através da planta faz-se, na raiz e nas folhas, por difusão, através das células (via celular) ou embebida nas suas paredes (via apoplasto). Daí a necessidade de grandes superfícies radiculares e foliares (de absorção e de evaporação). Na ligação entre ambos estes órgãos, pelo xilema, o movimento da água é basicamente por fluxo em massa, daí a necessidade de vasos condutores especializados, rígidos e desprovidos de membranas.

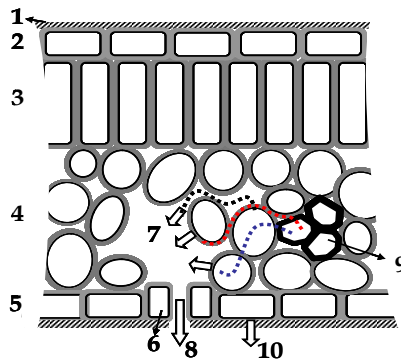


Figura 7.12. Representação esquemática de parte de um corte transversal de uma folha. A folha é delimitada pelas células da epiderme (2) revestidas no exterior por uma camada de cutina e ceras, a cutícula (1). O espaço entre as duas epidermes é preenchido por células de parênquima que, nalguns casos, se diferenciam em dois tipos distintos, o parênquima empacado (3) e o lacunoso (4). A água chega à folha pelas nervuras (9) que são feixes vasculares do xilema. Das células do xilema passa para as células vizinhas pela via celular (pontuado azul) ou pela via apoplasto (pontuado vermelho). Alguma água flui também na forma de vapor (pontuado negro) através dos espaços intercelulares. Na câmara estomática (7) ocorre evaporação da água das paredes das células e este vapor flui para o exterior através do poro estomático (8), delimitado pelas duas células-guarda (6). Alguma água evapora-se para a atmosfera exterior diretamente das células epidérmicas (10), através da cutícula.

### 3. Indicadores de teor de água

Funcionando como um vasto reservatório de água, o solo sustenta a vida vegetal e serve de apoio ao desenvolvimento da maior parte das plantas terrestres. A estrutura cristalina de numerosos minerais de argila que constituem o solo apresenta locais de cargas negativas (em algumas estruturas são positivas) que exercem uma forte atração sobre as moléculas de água (um dipólo) e sobre os cátions e aniões. Essas

moléculas e iões são fixadas nas superfícies externas das argilas, num processo de adsorção de natureza eletrostática. O conjunto da zona de adsorção forma uma dupla camada eletrostática, de estrutura complexa, cujas características determinam o grau de hidratação dos minerais argilosos. Este facto condiciona fortemente os processos de floculação-dispersão responsáveis em parte pelas propriedades mecânicas do solo. A adsorção, sendo um fenómeno de fixação sobre uma superfície, não deve ser confundida com a absorção, fenómeno análogo mas que implica uma penetração através da superfície.

A intensidade do fenómeno de adsorção no solo depende da densidade de carga dos elementos constituintes e das suas superfícies específicas, definindo-se como a relação entre a superfície total das partículas e a sua massa ou volume. Variando com a natureza dos minerais argilosos, os fenómenos de adsorção no solo são tanto mais intensos quanto maior for a percentagem de argila presente.

O resíduo da decomposição da matéria orgânica, isto é, o húmus, possui, como os minerais argilosos, propriedades coloidais. O húmus da fração orgânica tem assim um papel coesivo no solo, semelhante ao dos minerais argilosos, estando os dois por isso muitas vezes associados em complexos ditos *argilo-húmicos*, cuja ação na formação da estrutura do solo é considerável.

### 3.1 Teor de água no solo

A medição, previsão e controlo da dinâmica do teor do solo em água são elementos fundamentais na compreensão dos mecanismos que regulam o comportamento do solo e a melhoria das técnicas de gestão e controlo da água pela rega, drenagem e conservação. Práticas culturais influenciam igualmente a germinação e crescimento das plantas, o arejamento e regulação da temperatura do solo, a transformação e adsorção de água e dos nutrientes e a eficiência dos fertilizantes e pesticidas utilizados na agricultura.

A quantidade de água no solo é expressa em duas unidades diferentes: como teor volumétrico de água ou humidade volumétrica,  $\theta$  e como teor gravimétrico ou humidade gravimétrica de água,  $\theta_g$ . Sendo a humidade volumétrica o volume de água por unidade de volume do solo, enquanto que a humidade gravimétrica é a massa de água por massa de solo seco, a descrição quantitativa da fase líquida em termos das suas características relativas baseia-se na noção de teor volumétrico de água (humidade volumétrica).

A distribuição quantitativa das três fases constituintes do solo exprime-se pelo volume relativo que cada uma ocupa. Essa relação entre os volumes de cada fase e o total do solo (um volume total aparente, pois inclui o volume do espaço dos poros) representa-se da seguinte maneira:

$$\theta_{sol} = \frac{V_s}{V_t} \quad \theta = \frac{V_w}{V_t} \quad \theta_a = \frac{V_a}{V_t} \quad [m^3/m^3] \equiv 100 [\%] \quad (7.15)$$

O teor em água  $\theta$  e o teor em ar  $\theta_a$  são grandezas com valores muito variáveis e deles depende essencialmente a descrição dos fenómenos rápidos de transferência que ocorrem no solo. O teor em elementos sólidos  $\theta_{sol}$ , pelo contrário, permanece constante, o que permite estabelecer uma relação entre a fase sólida e o volume total aparente do solo. De certa forma, essa relação permite a quantificação dos espaços porosos que resultam da organização dos elementos sólidos.

### 3.1.1 Humidade gravimétrica

O teor gravimétrico de água dos solos minerais,  $\theta_g$ , definido como a relação da massa da fase líquida ( $M_a$ ) com a da fase sólida ( $M_s$ , solo seco a 105°C), é representado por:

$$\theta_g = \frac{M_a}{M_s} \quad [kg/kg] \equiv \cdot 100 [\%] \quad (7.16)$$

e varia geralmente entre 0,05 e 0,40. A medição clássica e direta deste teor em água faz-se de uma amostra de solo simplesmente por pesagem, recolhendo uma amostra perturbada de solo do local e profundidades desejados, com o auxílio de um trado. Tendo-se o cuidado de evitar possíveis perdas de humidade por evaporação entre o local e o laboratório, a amostra é colocada em recipiente de tara conhecida, pesada enquanto húmida e submetida a secagem até peso constante numa estufa a 105 °C e pesada novamente. Os dois valores das pesagens correspondem à massa total da amostra,  $M$  e à massa da fração sólida,  $M_s$ . O teor ou humidade gravimétrica do solo em água,  $\theta_g$ , é calculado como sendo:

$$\theta_g = \frac{M_a}{M_s} \cdot 100 = \frac{M - M_s}{M_s} \cdot 100 \quad (7.17)$$

### 3.1.2 Humidade volumétrica

O teor volumétrico de água de um solo varia entre um valor mínimo, conhecido como o teor residual de água,  $\theta_r$ , em que ele é

insignificante e um valor máximo, o teor de água à saturação,  $\theta_s$ , em princípio igual à porosidade. Quando todos os poros estão completamente cheios de água, os teores médios de água à saturação para os diversos solos são da seguinte ordem de grandeza:

solos arenosos:	$0,35 \leq \theta_s \leq 0,50$
solos limosos:	$0,40 \leq \theta_s \leq 0,60$
solos argilosos:	$0,30 \leq \theta_s \leq 0,65$

Dadas as diferenças de densidade aparente entre os diversos solos ou horizontes de um mesmo solo, idêntica percentagem de água pode não representar igual quantidade deste fluido numa mesma espessura de solo. Por esse motivo, tem-se preferido exprimir o teor do solo em água pelo seu teor volumétrico. O uso de  $\theta$  (volumétrico) em vez de  $\theta_g$  (gravimétrico) é também mais conveniente por ser mais facilmente adaptável à computação de fluxos e de quantidades de água adicionadas ao solo (pela rega ou chuva) ou perdidas através da evapotranspiração e da drenagem. Contudo, como é mais fácil determinar massas do que volumes, pode-se calcular o *teor volumétrico de água* do solo através da seguinte relação:

$$\theta = \frac{V_a}{V} \cdot 100 = \frac{M_a}{\rho_a} \frac{1}{V} \cdot 100 = \frac{1}{\rho_a} \theta_g \frac{M_s}{V} \cdot 100 \quad (7.18)$$

$$\theta = \theta_g \frac{\rho_{ap}}{\rho_a} \quad (7.19)$$

### 3.1.3 Grau de saturação

O teor em água exprime-se igualmente por um *índice de saturação*,  $s$ , definido pela relação entre o volume da fase líquida e o volume dos vazios

$$s = \frac{V_a}{V_v} \quad (7.20)$$

Esta grandeza representa a proporção do espaço de vazios (poros) ocupada pela fase líquida, enquanto que a porosidade exprime a proporção do volume total do solo ocupada por espaços vazios. Daí a relação entre o índice de saturação e a porosidade do solo ser a seguinte:

$$S = \frac{\theta}{\varphi} \quad (7.21)$$

Desta expressão ressalta que o índice de saturação de água no solo varia entre um valor residual e o valor de 100% (quando o solo está completamente saturado de água e a porosidade total  $\phi = \theta$ ). Em termos relativos identifica-se com a seguinte razão, chamada *saturação efectiva*  $s_e$ :

$$s_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7.22)$$

sendo a *humidade efectiva*,  $\Theta$ , a diferença.

$$\Theta = \theta - \theta_r \quad (7.23)$$

### 3.1.4 Perfil hídrico e volume de água armazenado no perfil do solo

Por analogia com o modo como se exprime normalmente a altura pluviométrica, pode-se medir o teor de água pela altura equivalente que a água contida no solo atingiria sobre uma superfície plana, horizontal e impermeável. Isso equivale à *altura* ou *lâmina* de água contida numa coluna de solo de profundidade conhecida e representa o volume de água por unidade de superfície. Considerando uma superfície unitária, facilmente se depreende que  $\theta$  representa a relação entre essa altura de água  $z_a$  e a espessura  $z$  (profundidade) do solo. As medições de  $\theta$  passíveis de serem assim obtidas podem ser descritas localmente por um *perfil hídrico*, representando graficamente a distribuição dos teores do solo em água ao longo de uma vertical.

Se o perfil hídrico representa o teor volumétrico do solo em água em função da cota altimétrica, a superfície  $S$ , compreendida entre duas profundidades, traduz o volume de água por unidade de área (armazenamento). Este volume armazenado no perfil do solo até à profundidade  $z_0$ , ou o volume compreendido entre duas profundidades e dois perfis hídricos consecutivos, como mostra  $\Delta S$  na seguinte figura, podem pois ser representados por uma lâmina ou altura de água e serem expressos em termos de unidades de comprimento.

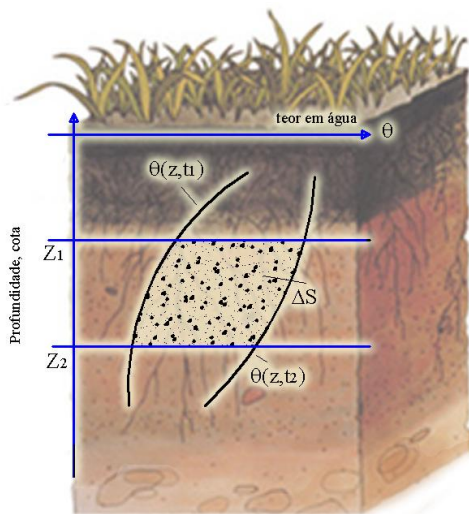


Figura 7.13 – Variação de armazenamento entre os tempos  $t_1$  e  $t_2$  e as profundidades  $z_1$  e  $z_2$ .

O volume de água contido no solo por unidade de área, expresso como uma lâmina de água, é definido por:

$$S = \int_{z_0}^0 \theta(z) dz \quad (7.24)$$

A variação de armazenamento  $\Delta S$  entre as cotas altimétricas  $z_1$  e  $z_2$ , durante o intervalo de tempo  $\Delta t = t_1 - t_2$  (representada na figura 7.13 pela superfície compreendida entre essas duas profundidades e os dois perfis hídricos correspondentes), pode então ser apresentada como:

$$\int_{z_1}^{z_2} \int_{t_1}^{t_2} \partial \theta \partial z \equiv \int_{z_1}^{z_2} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] \partial z \quad (7.25)$$

### 3.2 Teor de água na planta

A avaliação do estado de hidratação de uma planta é frequentemente feita pela medição do teor gravimétrico em água, geralmente nas folhas, embora se possa medir noutros órgãos, raiz ou caule. Pode medir-se o teor em água percentual ou relativo.



### 3.2.1 Percentagem de água

A percentagem de água (%H<sub>2</sub>O) corresponde à relação entre o peso da folha imediatamente após ser seccionada da planta, o chamado peso fresco, e o peso seco da mesma folha, por norma depois de permanecer em estufa durante 72 horas a 80 °C (equação 7.26).

$$\%H_2O = \text{peso fresco} - \text{peso seco} / \text{peso fresco} \quad (7.26)$$

Mas a %H<sub>2</sub>O é um parâmetro bastante variável entre espécies de plantas e, principalmente, entre órgãos da planta. Por exemplo, uma folha saudável de alface terá geralmente mais de 90% de água, enquanto que uma folha adulta, igualmente saudável, de oliveira não terá mais de 85%. No extremo, temos as sementes que podem ter menos de 10% de água e manter-se perfeitamente viáveis.

### 3.2.2 Conteúdo hídrico relativo

Com pouco mais esforço, pode medir-se também o chamado Conteúdo Hídrico Relativo (RWC, do inglês 'Relative Water Content'), que representa a massa de água na folha (peso fresco - peso seco) relativamente à massa de água máxima possível à pressão atmosférica na mesma folha (peso túrgido<sup>3</sup> - peso seco), em que o peso túrgido da folha se obtém colocando-a num recipiente com água pura durante cerca de 1 hora. Ou seja, avalia-se o estado de hidratação atual relativamente à hidratação máxima possível (equação 7.27).

$$RWC = \text{peso fresco} - \text{peso seco} / \text{peso túrgido} - \text{peso seco} \quad (7.27)$$

O RWC varia bastante menos do que a %H<sub>2</sub>O, sendo um melhor indicador do estado hídrico da planta. Note-se que uma folha de oliveira pode ter uma %H<sub>2</sub>O de 70% mas um RWC de 0,95, por exemplo, o que nos indica estarmos perante uma folha que tem (naturalmente) um baixo teor em água mas que se encontra num estado de hidratação elevado.

## 4. Indicadores do estado energético da água

Os conceitos relacionados com o teor de água no solo são necessários e úteis, mas insuficientes para descrever globalmente o comportamento dinâmico da fase líquida do solo. Insuficientes porque, a uma temperatura constante, sobre a água do solo atuam três forças, a da gravidade, a pressão externa e a atração molecular. A sua diversidade e as

---

<sup>3</sup> O peso túrgido é o peso do órgão em equilíbrio com água pura. Como veremos mais tarde, é o peso quando o seu potencial hídrico é zero.

direções em que atuam fazem com que, para explicar a dinâmica da água no complexo sistema matricial do solo (partículas do solo e poros), seja necessário conhecer o seu estado de energia, o qual é normalmente definido por uma função termodinâmica denominada potencial total da água,  $\psi$ .

O mesmo acontece no que se refere à avaliação do estado hídrico das plantas. As grandes forças osmóticas, resultantes das elevadas concentrações de solutos na solução que enche as células das plantas, e as altas pressões que se podem gerar no seu interior, devido à rigidez da parede celular, associados à baixa compressibilidade da água, fazem com que, frequentemente, plantas com teores de água semelhantes possam ter valores de estado energético muito diferente. Assim, do mesmo modo que para o solo, utiliza-se um parâmetro que avalia o estado energético da água na planta, o potencial hídrico ( $\psi$ ), muito informativo na análise tanto do estado como dos fluxos hídricos.

#### 4.1 Potencial energético da água no solo

São factos bem conhecidos que o calor se propaga através dos sólidos a partir das zonas de maior para as de menor temperatura e que a corrente elétrica se propaga nos circuitos elétricos das zonas de maior para as de menor voltagem. Tanto a temperatura como a voltagem são potenciais e a intensidade dos fluxos de calor e de eletricidade são proporcionais aos gradientes de potencial estabelecidos. Por analogia, o fluxo de água em meio poroso, como é a matriz do solo, será também controlado por gradientes de potencial (carga hidráulica). Estas observações sugerem que a análise de um processo físico que envolva escoamento e fluxos requeira o conhecimento do potencial e dos seus gradientes, como quantidades físicas capazes de serem medidas em cada ponto do sistema em escoamento, e cujas propriedades sejam tais que este ocorra sempre de zonas de maior para as de menor potencial.

##### 4.1.1 Potencial e carga hidráulica

A energia total por unidade de peso,  $E_{tp}$ , do fluido, conhecida como a equação de Bernoulli, usada na física e na mecânica dos fluidos, é dada pela seguinte equação em que os três termos representam, respetivamente, a soma dos três componentes de energia – cinética, gravitacional e de pressão.

$$E_{tp} = H = \frac{v^2}{2g} + z + \frac{P}{\rho g} \quad (7.28)$$

No escoamento permanente (as condições do escoamento não mudam com o tempo) de um fluido incompressível (a densidade não muda com variações de pressão) e não sujeito a fricção (não necessita de energia para fazer face às resistências impostas pelo escoamento), a soma dos três componentes é constante.

A equação em causa expressa todos os termos em unidades de *energia por unidade de peso*, correspondendo a J/N, ou m. O primeiro termo  $v^2/2g$  é  $(\text{m/s})^2/(\text{m/s}^2)$ , ou m; o segundo,  $z$ , já se apresenta em metros; e o terceiro,  $P/\rho g$ , é  $\text{Pa}/(\text{kg/m}^3)(\text{m/s}^2)$ , ou  $(\text{N/m}^2)(\text{kg/m}^3)(\text{m/s}^2)$ , que se reduz a metro. A soma destes três fatores é a *energia total por unidade de peso*, conhecida como *carga hidráulica*,  $H$ . Sendo as velocidades extremamente baixas nos escoamentos em meio poroso como é o solo, o primeiro termo da equação pode ser considerado nulo, sendo a equação simplificada para:

$$H = z + \frac{P}{\rho g} \quad (7.29)$$

A carga hidráulica,  $H$ , é a energia mecânica total por unidade de peso da água. Para um fluido em repouso, a pressão,  $P$ , num dado ponto é igual ao peso da água acima do ponto,  $mg$ , por unidade de área transversal,  $A$ . Sabendo que a pressão  $P=F/A=mg/A$  e que a massa  $m=\rho V=\rho Ah$ , em que  $V$  é o volume e  $h$  é a altura da coluna de água que proporciona a carga de pressão, tem-se que  $P=\rho gh$  e:

$$H = z + h \quad (7.30)$$

Multiplicando ambos os membros por  $g$  obtém-se a equação que relaciona o potencial de energia  $\psi$  com a carga hidráulica  $H$ :

$$\psi = gz + \frac{P}{\rho} = gH \quad (7.31)$$

ou

$$\psi = \psi_g + \psi_p = gH \quad (7.32)$$

Esta energia total é conhecida como *potencial-força*, indicada pela letra grega  $\psi$  (energia mecânica por unidade de massa), também ela é igual à soma da energia de elevação ou gravitacional,  $\psi_g$  e de pressão,  $\psi_p$  mas agora com unidades de  $(\text{L/T})^2$ . Assim, o potencial de energia em

qualquer ponto num meio poroso é simplesmente o produto da carga hidráulica,  $H$ , no ponto pela intensidade da aceleração da gravidade  $g$ . Como  $g$  é praticamente constante nas proximidades da superfície terrestre,  $\psi$  e  $H$  sendo ambos potenciais são quase perfeitamente correlacionados e conhecer um é conhecer o outro. Se  $\psi$  é a energia por unidade de massa, a carga hidráulica,  $H$ , é a energia por unidade de peso ( $H=\psi/g$ ).

#### 4.1.2. Potencial e carga hidráulica em meio poroso saturado

Num meio poroso e saturado (solo com os poros cheios de água), é evidente que a carga de pressão  $h$  se identifica com a pressão hidrostática, sempre positiva e definida formalmente como sendo a pressão exercida pelo peso da coluna de água entre o ponto de interesse  $z$ , no solo e o freático (interface do solo saturado-não saturado). Em solos saturados este ponto  $z$ , de carga de pressão positiva está sempre situado abaixo do nível freático (à pressão atmosférica) e que, um outro ponto  $z$  situado acima, não está na zona saturada. Assim, a *zona saturada*:

Ocorre nas camadas de solo situadas abaixo da superfície freática.

Os poros estão cheios de água e o teor do solo em água é igual à porosidade.

O potencial de pressão  $\psi_p$  é superior à pressão atmosférica e a correspondente carga é hidrostática e positiva.

A carga hidráulica deve ser medida por um piezômetro.

#### 4.1.3 Potencial e carga hidráulica em meio poroso não saturado

Os conceitos de potencial e de carga hidráulica acima apresentados foram desenvolvidos em relação a um meio poroso saturado em que todos os poros estão cheios de água. Esta situação acontece nos horizontes ou camadas de solo situadas abaixo da superfície livre do freático. Nos solos em que os poros estão apenas parcialmente cheios de água, isto é, não saturados, o remanescente do espaço de vazios está preenchido por ar e o escoamento de água é caracterizado como não saturado ou parcialmente saturado.

Alguns autores utilizam ainda a nomenclatura que segue para representar o potencial de pressão em situação de solo saturado e não saturado (Santos, 2003).

736                      Quadro 7.7. Nomenclatura específica para exprimir o potencial de pressão

Potencial de pressão (solo saturado)	$\psi_p$
Potencial matricial (solo não saturado)	$\psi_m$
Sucção (valor absoluto do potencial negativo, matricial)	$ \psi_m $

737  
738                      O uso de potencial matricial é um artifício para facilitar a imediata  
739 identificação do valor algébrico e a natureza do potencial, pois de outro  
740 modo basta apenas o uso do símbolo  $\psi_p$ , já que a pressão pode ser sempre  
741 supra ou sub-atmosférica.

742                      Devido à grandeza das forças de capilaridade e de adsorção, o  
743 potencial de pressão matricial pode atingir valores negativos  
744 extremamente importantes. Exprime-se então em escala logarítmica e, por  
745 analogia com a definição de  $pH$ , pela noção de  $pF$ , definida pelo logaritmo  
746 decimal da sucção,  $|\psi_m|$ , expressa em  $cm$ :

747                      
$$pF = \log |\psi_m| = \log (-h) \tag{7.33}$$

748                      Nos solos não saturados os teores de água  $\theta$  são sempre inferiores  
749 à porosidade total. Assim, a *zona não saturada*:

750                      1 - Ocorre nas camadas de solo situadas acima da superfície  
751 freática e da franja capilar.

752                      2 - Os poros estão apenas parcialmente cheios de água e o teor do  
753 solo em água é menor do que o valor da porosidade total.

754                      3 - O potencial de pressão  $\psi_p$  é inferior à pressão atmosférica e a  
755 correspondente carga é matricial e negativa.

756                      4 - A carga hidráulica deve ser medida com um tensiómetro.

757                      **4.1.3.1 Relações entre teores de humidade e potencial de água no solo**

758                      Na *zona não saturada* do solo o *teor em água* e o *potencial de pressão*  
759 variam simultaneamente. Como as forças de *capilaridade* e de *adsorção*  
760 dependem respetivamente da organização do espaço dos poros (da  
761 estrutura do solo) e da superfície específica das partículas constituintes  
762 (da textura do solo), a forma da relação entre o potencial de pressão e o  
763 teor do solo em água constitui uma característica específica de um solo, ou  
764 mais geralmente de um tipo de solo. Graficamente, esta relação  $h(\theta)$  é  
765 representada por uma curva, denominada *curva característica de humidade*

do solo. A figura que segue apresenta em esquema a variação característica do potencial de pressão e de teor de água ao longo de um perfil de solo, em presença de freático a pouca profundidade.

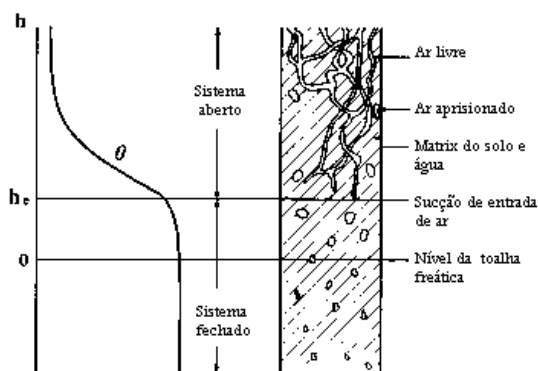


Figura 7.14. Representação esquemática da relação  $h(\theta)$  no sistema solo-água.

A forma da curva é determinada pela textura e estrutura do solo e influenciada pela distribuição das cargas matriciais, como ilustra a figura que segue:

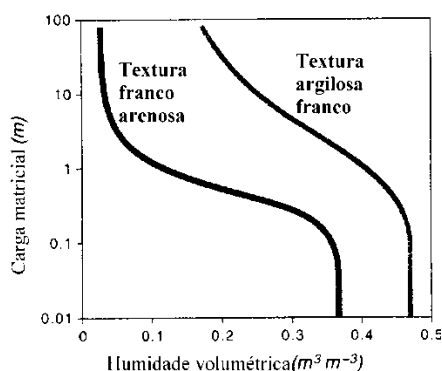


Figura 7.15. Curvas características de dois solos com diferentes texturas.

A forma das curvas reflete a distribuição do tamanho dos poros. A relação  $h(\theta)$  ou o seu inverso  $\theta(h)$  é, por consequência, determinada experimentalmente em laboratório, por medida do teor em água de uma amostra de solo submetida a diversos valores de sucção. Os valores obtidos são ajustados depois por relações empíricas várias, entre as quais as mais conhecidas são as de Gardner, Brooks e Corey e van Genuchten.

#### 4.1.3.2 Valores especiais de humidade e de potencial

Diversos conceitos e definições relativos à humidade do solo foram desenvolvidos na ótica de uma utilização prática. Entre estes encontram-se os conceitos de capacidade de campo, coeficiente de emurchecimento e teor crítico de humidade. Todos eles são conceitos em uso há vários anos que pretendem facilitar a gestão da água aplicada ao solo ou a usada pelas plantas, fazendo apelo a noções mais estáticas.

A *capacidade de campo*,  $\theta_{cc}$ , tem sido definida como o teor de água na zona das raízes a partir do qual a drenagem se torna quase nula. É normalmente avaliado no campo, como um índice característico da quantidade de água que pode ser retida num determinado solo depois de uma rega ou chuvada e após ter cessado a redistribuição. Tradicionalmente na prática, a capacidade de campo tem sido arbitrariamente determinada pela obtenção da humidade da superfície do perfil do solo dois dias depois da redistribuição e a seguir à infiltração da água.

Tem também sido definida em termos da quantidade de água retida a um potencial de pressão específico, muitas vezes considerado como o valor de  $-1/3$  de bar ( $0,033$  Mpa ou  $33$  m.c.a.). Tem-se igualmente identificado com a humidade a que corresponde o  $pF = 2,5$ .

O *coeficiente de emurchecimento*,  $\theta_{ce}$ , é também um teor de água no solo que pretende representar a humidade abaixo da qual as forças de adsorção ultrapassam as que as plantas podem desenvolver para extrair do solo a água necessária ao seu crescimento. Nessas condições, a planta não disporá da água necessária e murcha. O valor do potencial matricial do solo correspondente depende do tipo de planta. Admite-se, em geral, para o coeficiente de emurchecimento um valor médio de  $-15$  atmosfera ( $-1,5$  Mpa ou  $-1500$  m.c.a.), a que corresponde o valor de  $pF = 4,2$ .

Os conceitos de capacidade de campo e de coeficiente de emurchecimento têm sido extensivamente utilizados na prática da rega, especialmente no controlo da quantidade de água aplicada (dose de rega) e da frequência das aplicações. Estão intimamente ligados ao conceito de *reserva utilizável*  $U$  (ou capacidade utilizável) do solo, correspondente a uma determinada profundidade  $z$ :

$$U = \int_0^z (\theta_{cc} - \theta_{ce}) dz \approx (\theta_{cc} - \theta_{ce}) \cdot z \quad [m] \quad (7.34)$$

#### 4.2 Potencial energético da água na planta

O potencial energético da água na planta é avaliado, hoje em dia, pelo chamado potencial hídrico ( $\Psi$ ), parâmetro usado tanto por

fisiologistas como por agrónomos. O potencial hídrico nas plantas tem basicamente a mesma fundamentação teórica que foi apresentada acima para o  $\Psi$  no solo mas, dadas as características muito particulares observadas nas plantas, o seu equacionamento é bastante mais simples (para informação mais detalhada, consultar Nobel, 2009). Uma simplificação refere-se às unidades utilizadas (ver equações 7.35 a 7.38). Como a energia livre (G) da água num sistema depende da massa, derivou-se o parâmetro potencial químico da água ( $\mu$ ) que é simplesmente a energia livre da água no sistema em análise por mol de moléculas de água. A partir daqui derivou-se o  $\Psi$  que é o potencial químico dividido pelo volume ocupado por um mol de água nesse sistema, o chamado volume parcial molar da água.

$$G \text{ (energia = força} \times \text{deslocamento)} \quad \text{N m} \quad (7.35)$$

$$\mu = G \text{ mol}^{-1} \text{ (energia por mol)} \quad \text{N m mol}^{-1} \quad (7.36)$$

$$\Psi = \mu / V \quad (\text{N m mol}^{-1}) / (\text{m}^3 \text{ mol}^{-1}) \quad (7.37)$$

$$\Psi = \text{N m}^{-2} = \text{Pa} \quad (7.38)$$

Ou seja, em vez de se exprimir o estado da água em unidades de energia por massa, passa a exprimir-se como força por unidade de área, ou seja, unidades de pressão. No sistema internacional a unidade de pressão é o Pascal (Pa) que corresponde à força de 1 Newton aplicado a 1 m<sup>2</sup> de área. Como os valores usuais de  $\Psi$  nas plantas, expressos em Pa, seriam muito elevados (1 atmosfera = 100000 Pa), utiliza-se o Megapascal (MPa = 10<sup>6</sup> Pa). Um MPa corresponde a 10 bares, aproximadamente 10 atmosferas, ou 100 metros de coluna de água (m.c.a.).

Para além de ser expresso em unidades de pressão, o potencial hídrico aplicado às plantas sofre ainda outra simplificação. Assim como a energia livre (G) da água num sistema é o somatório da contribuição de vários componentes (fatores) que a determinam (afetam), também o potencial hídrico de uma solução ( $\Psi$ ) é determinado pelo efeito dos diversos fatores que determinam a energia livre da água nessa solução, como sejam a temperatura, pressão, altitude, etc. Mas, na prática, verifica-se que no caso da água numa planta, considerando que não há diferenças



significativas de temperatura e altitude entre as diferentes partes do sistema solo-planta-atmosfera ou, mais correto, que essas diferenças de temperatura e altitude são pouco significativas relativamente a outros fatores, o potencial hídrico na planta pode considerar-se simplesmente como o resultado da soma dos efeitos da concentração de solutos dissolvidos na solução celular e da pressão a que se encontra essa mesma solução no interior da célula.

#### 4.2.1 Potencial Osmótico

O potencial osmótico ( $\Psi_{\pi}$ ) traduz a redução da energia livre da água causada pela presença de substâncias nela dissolvidas. O valor de  $\Psi_{\pi}$  é diretamente proporcional, mas de sinal contrário (simétrico), à concentração de solutos na água (moléculas, grandes ou pequenas, ou iões indiferentemente).

$$\Psi_{\pi} = - RTc\rho \ (\times 10^{-6} \text{ MPa}) \quad (7.39)$$

onde R é a constante dos gases ( $0,0083143 \text{ L MPa mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), T a temperatura em Kelvin, c a concentração molal<sup>4</sup> de solutos dissolvidos na água e  $\rho$  a densidade da água ( $1000 \text{ g L}^{-1}$ ).

$\Psi_{\pi}$  terá portanto valor máximo (zero) na ausência de solutos, ou seja, quando temos água pura, e valor tanto mais negativo quanto maior a concentração de substâncias dissolvidas. Os valores encontrados nas células das plantas obviamente que variam muito com as condições ambientais mas, em condições normais, rondam os - 0,7 a - 1,0 MPa, o que corresponde a uma concentração de cerca de 0,3 a 0,4 molal, ou seja, aproximadamente 1/3 da concentração na água do mar (mais de 1 molar). Mas há casos em que o potencial osmótico pode chegar aos 3 MPa, nas plantas que vivem em zonas com elevadas concentrações de sal no solo.

Para medir o potencial osmótico de uma folha (ou outro órgão) utiliza-se normalmente um osmómetro crioscópico. Este aparelho permite a determinação da concentração de substâncias dissolvidas na água pela medição do abaixamento do ponto de congelação (efeito crioscópico). Mais concretamente: a água no estado puro, à pressão atmosférica, congela a  $0^{\circ}\text{C}$ ; se houver solutos dissolvidos, o ponto de congelação será inferior e proporcional a essa concentração (por exemplo, uma solução 1 molal tem um ponto de congelação de  $-1,86^{\circ}\text{C}$ ). Sabendo-se o ponto de congelação pode-se portanto calcular o valor da concentração de solutos

---

<sup>4</sup> Uma solução 1 molal tem um mol de solutos dissolvidos em 1 Kg (1 Litro) de água. Nos casos de soluções pouco concentradas, é muito semelhante a uma solução 1 molar, que tem 1 mol de solutos em 1 litro de solução.

dissolvidos nessa solução. Previamente, é necessário esmagar a folha (em almofariz, por exemplo) e centrifugar a solução, ficando no sobrenadante a solução celular, depositando-se as paredes e organitos celulares.

O potencial osmótico pode também ser medido com um psicrómetro, sendo no entanto necessário esmagar previamente as células para que o seu  $\Psi_p$  seja zero.

#### 4.2.2 Potencial de Pressão

O potencial de pressão ( $\Psi_p$ ) traduz a variação da energia livre da água causada pela variação da pressão hidrostática no interior das células. O valor do potencial de pressão é simplesmente o valor da pressão celular relativamente à pressão atmosférica.

$$\Psi_p = P \quad (7.40)$$

Como foi referido anteriormente, a existência de uma parede celular rígida nas células vegetais permite-lhes manter a solução celular a uma pressão superior à atmosférica. Geralmente rondará os 0,3 a 0,9 MPa (3 a 9 bares), mas pode ser zero (folha murcha, células plasmolisadas) ou atingir valores muito elevados, da ordem dos 3,5 MPa, o equivalente à pressão gerada por uma coluna de água de 350 metros, aquando da re-hidratação de plantas adaptadas a elevado stresse hídrico. No caso das células condutoras do xilema, como se verá na secção 5.3.3,  $\Psi_p$  tem geralmente valor negativo durante o dia.

O potencial de pressão pode ser medido diretamente em células individuais com uma sonda de pressão (Steudle e Zimmermann, 1971); mas é uma técnica complexa e delicada, só usada em investigação avançada, em laboratório.

#### 4.2.3 O Potencial Hídrico

Face ao exposto nas duas secções anteriores, pode-se então dizer que o estado energético da água na planta, o seu potencial hídrico ( $\Psi$ ), é a soma aritmética dos seus potenciais osmótico e de pressão.

$$\Psi = \Psi_{\pi} + \Psi_p \quad (7.41)$$

Conclui-se assim que, a água pura (sem solutos dissolvidos), à pressão atmosférica, terá um valor de potencial hídrico igual a zero.

Há outros componentes do potencial que se poderiam incluir nesta equação, como seja o potencial gravitacional e o potencial matricial. O primeiro leva em conta a altitude relativa a que se encontra a parte da

planta em análise. Mas, mesmo para árvores com algum porte, tem normalmente pouco significado em termos práticos. O potencial matricial normalmente não se leva em conta porque, por um lado, tem apenas um caráter potencial no interior das células, já que se encontram saturadas de água. Por outro lado, de algum modo, confunde-se com o potencial de pressão, neste caso com valor negativo.

A água move-se, assim, de zonas de maior  $\Psi$  (ou menos negativo) para zonas de menor  $\Psi$  (ou mais negativo)<sup>5</sup>. A absorção de água pela planta acontece porque (ou quando) o potencial da água no solo é maior que o potencial da água na planta. O mesmo se passa com a ascensão da água na planta (maior  $\Psi$  na raiz que nas folhas) e com a saída de água das folhas para a atmosfera, por transpiração (maior  $\Psi$  nas folhas que no ar atmosférico).

A medição do potencial hídrico nas plantas é geralmente feita nas folhas, embora possa, por alguns métodos, ser realizada em outros órgãos. Em estudos na área da Agronomia, em que interessa saber a variação de  $\Psi$  ao longo do dia e, ou, ao longo das estações do ano, a medição é geralmente feita antes do nascer do sol, em inglês designado 'predawn water potential' (potencial hídrico antes do amanhecer), e ao meio-dia solar, o 'mid-day water potential'. Por volta do meio-dia solar (nem sempre coincide com a hora legal), as folhas apresentam valores próximos dos mais baixos (mais negativos) de  $\Psi$ , como resultado da elevada transpiração. Nesta altura, há uma grande diferença entre o potencial hídrico das folhas e do caule ou raiz da mesma planta, diferença esta que é necessária para que se gere um elevado fluxo de água entre a raiz e a folha. Durante a noite, com a redução da transpiração (os estomas fecham), os valores de  $\Psi$  em toda a planta (raiz até folhas) tendem a aproximar-se do valor do potencial hídrico do solo (embora este varie em profundidade) e, daí, a medição do potencial hídrico antes do nascer do sol nos dar uma indicação sobre o valor do  $\Psi$  do solo e do modo como a planta recuperou o seu estado hídrico durante a noite.

Mesmo durante o dia, pode determinar-se indiretamente o potencial hídrico no caule. Se taparmos uma folha, impedindo a sua transpiração, o  $\Psi$  desta tende a igualar o  $\Psi$  da zona de inserção da folha no caule. A folha teria um potencial hídrico menor do que o caule,

---

<sup>5</sup> Nos sistemas não osmóticos, ou seja, quando não há membranas semipermeáveis entre os locais em estudo (quando não há fenómenos de osmose), o movimento da água será determinado apenas pelas diferenças de pressão (potencial de pressão,  $\Psi_p$ ). Teremos, neste caso, um movimento da água por fluxo em massa.

diferença essa responsável pelo movimento de água do caule para a folha. Ao ser tapada, os valores de  $\Psi$  igualam-se em pouco tempo (alguns minutos a algumas horas, dependendo das condições). Mede-se assim o potencial hídrico no caule, o chamado 'stem water potential'.

Hoje em dia, a medição de do potencial hídrico faz-se normalmente com a chamada Câmara de Pressão ou Bomba de Scholander (Figura 7.16). Com este aparelho, determina-se o valor da pressão que é necessário aplicar às células de uma folha (ou ramo) seccionada para que o soluto xilémico reapareça na secção de corte (retrai-se quando a folha é seccionada). Esta pressão corresponde ao aumento do potencial de pressão que é necessário aplicar às células da folha para que o seu potencial hídrico atinja o valor zero e ocorra, assim, movimento de água destas para o xilema (onde a pressão é igual à da atmosfera, já que este se encontra em contacto com o ar exterior à câmara). Considerando que, nesta altura, ou seja, depois de seccionada a folha, o valor de  $\Psi$  do xilema é próximo de zero, então o valor da pressão da atmosfera (azoto) na câmara quando o suco xilémico surge na superfície de corte será igual (de sinal contrário) ao potencial da água ( $\Psi$ ) nas células da folha.

De um modo mais simples pode dizer-se que a pressão na câmara, quando o suco xilémico reaparece na superfície de corte, é a pressão necessária para contrabalançar a tensão (pressão negativa) que existia no xilema antes da folha ser seccionada (admite-se que o valor do potencial hídrico médio das folhas era, antes do pecíolo ser cortado, aproximadamente igual ao valor da tensão do xilema).

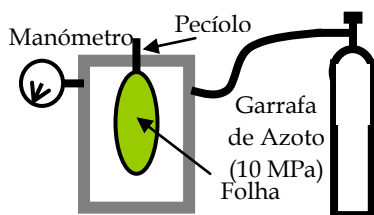


Figura 7.16. Câmara de pressão para a determinação do potencial hídrico das células de uma folha ou ramo. A pressão na câmara é gradualmente aumentada até que se observe a saída de suco xilémico na secção de corte do pecíolo ou caule.

Neste momento (a esta pressão) pode-se afirmar que o potencial hídrico ( $\Psi$ ) médio das células da folha, antes de seccionada, tinha um valor simétrico do da pressão indicada agora pelo manómetro.

A Figura 7.17 mostra um exemplo concreto: uma folha em que as suas células apresentam valores médios<sup>6</sup> de potencial hídrico ( $\Psi$ ) -0,3 MPa, potencial osmótico ( $\Psi_{\pi}$ ) -0,7 MPa e, portanto, potencial de pressão ( $\Psi_P$ ) +0,4 MPa. No xilema da mesma folha, o potencial hídrico será semelhante (-0,3 MPa) mas o osmótico e de pressão serão muito diferentes. Geralmente a solução que flui no xilema tem baixa concentração de solutos (valor elevado de  $\Psi_{\pi}$ , próximo de zero) e pressão ( $\Psi_P$ ) negativa.

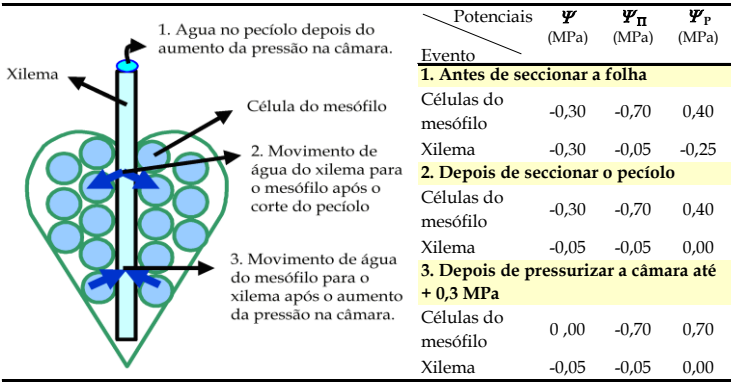


Figura 7.17. Alterações dos valores dos potenciais foliares aquando da determinação do potencial hídrico com uma câmara de pressão. Antes de sectionar o pecíolo da folha (1.), os valores do potencial hídrico e seus componentes, nas células do mesófilo e nos vasos do xilema, seriam os mostrados na tabela. Quando se corta o pecíolo (2.), o potencial de pressão no xilema passa instantaneamente a zero já que fica em contacto com o ar atmosférico. Assim, o potencial hídrico no xilema fica igual ao seu osmótico (-0,05 MPa) e portanto maior que o  $\Psi$  das células do mesófilo (-0,30 MPa). Nesta altura, começa a passar água do xilema para estas células (2. na figura). Depois de se introduzir a folha na câmara, e quando a pressão nesta atinge 0,30 MPa, o potencial hídrico no xilema mantém-se inalterado já que a pressão na câmara não afeta o  $\Psi_P$  do xilema (continua em contacto com o ar atmosférico, portanto  $\Psi_P$  igual a 0,0 MPa). Mas o  $\Psi_P$  das células do mesófilo aumenta para 0,70 MPa (0,40 MPa que as células tinham, mais 0,30 MPa devido à pressão extra exercida pela atmosfera da câmara). Agora, o potencial hídrico no mesófilo passa a zero, portanto ligeiramente maior que o do xilema (-0,05 MPa). Como resultado, começa a passar água das células do mesófilo para o xilema (3. na figura), água essa que vai surgir na superfície de corte do pecíolo. É por esta razão que se pode afirmar que o potencial hídrico ( $\Psi$ ) da folha (antes de ser sectionada) é igual ao simétrico (-0,3 MPa) do valor da pressão na câmara (+0,3 MPa) quando surge água na superfície de corte do pecíolo.

<sup>6</sup> Havendo movimento de água na folha, obviamente que haverá diferenças de potencial hídrico, osmótico e de pressão entre células. Mas pode-se assumir um valor médio.

Para a determinação do potencial hídrico pode usar-se um outro aparelho, o psicrómetro, mas geralmente só em ambientes estáveis (laboratório) devido à sua grande sensibilidade principalmente em relação à temperatura.

O psicrómetro, assim chamado por se basear no princípio psicrométrico, mede a humidade relativa da atmosfera que envolve a amostra (solo, tecido vegetal ou solução) e, a partir daí, calcula o valor de  $\Psi$  da amostra. Por exemplo, se a amostra for água pura ( $\Psi = 0$  MPa), a atmosfera envolvente terá no equilíbrio um valor de humidade relativa de 100%; se a amostra tiver um valor de  $\Psi$  menor que zero, no equilíbrio a atmosfera envolvente terá humidade relativa inferior a 100%. Por exemplo, uma folha com  $\Psi = -1.36$  MPa iria gerar uma atmosfera com H.R. = 99,0%.

## **5. Fluxos e transporte de água**

### **5.1 Conceitos**

As trocas de água entre o sistema solo-vegetação e o meio exterior e a análise dos principais termos do balanço hídrico, como apresenta a figura que segue, indicam que, no seu limite superior, as entradas de água são devidas à precipitação ou à rega, ao que se deve acrescentar os escoamentos superficiais provenientes de setores a montante. Uma parte, penetra o solo por infiltração. O resto, acumula-se temporariamente na superfície ou perde-se por escoamento superficial, favorecido pelo declive. No sentido inverso, a água regressa à atmosfera, por evaporação a partir do solo, seja diretamente deste ou pelo processo da transpiração das plantas. Sendo difícil a distinção entre estes dois processos, eles são normalmente reagrupados sob o termo evapotranspiração.

As trocas no limite inferior do sistema efetuam-se com menor intensidade. As perdas por drenagem ou percolação profunda e as entradas por ascensão capilar, em presença de um freático pouco profundo ou suspenso, são dificilmente controláveis e muitas vezes estimadas a partir de valores obtidos dos outros termos do balanço. Isso exige, contudo, a capacidade de medição da evapotranspiração, o que normalmente não é fácil. No solo podem ainda existir diversas formas de entrada ou de perda de água, tais como a condensação do vapor ou o consumo pelas plantas e organismos vivos. À exceção da absorção radical, que constitui uma etapa das trocas com a atmosfera e que se inclui na evapotranspiração, estes termos são praticamente nulos podendo ser ignorados.

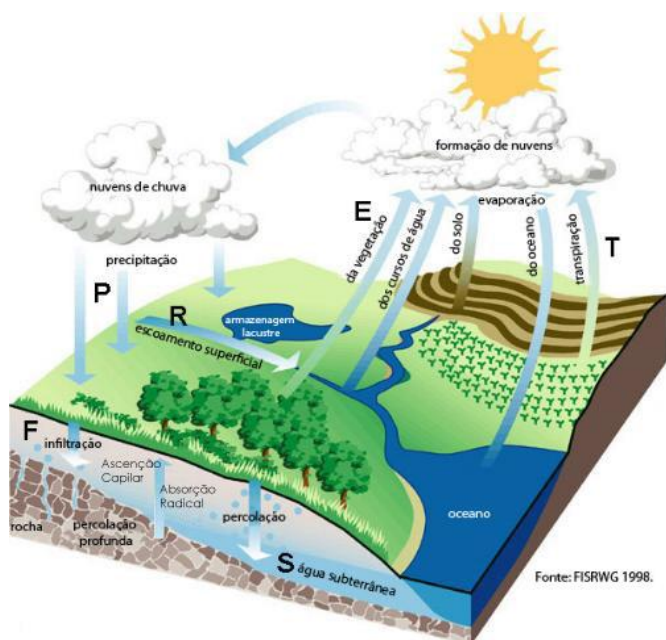


Figura 7.18 - Os principais termos do balanço hídrico (ver capítulo do ciclo hidrológico).

## 5.2 Fluxos por difusão – Processos de absorção e transpiração

Como foi referido, o fluxo de água na planta faz-se, basicamente, por difusão tanto no processo de absorção de água do solo pelas raízes como no processo de transpiração para a atmosfera pelas folhas. Há também outros fluxos por difusão, não diretamente relacionados com os anteriores, mas sempre no sentido do equilíbrio hídrico entre células. Já o transporte da raiz para a parte aérea, faz-se por fluxo em massa. De qualquer modo, todos estes fluxos devem-se a diferenças de potencial hídrico entre os diferentes locais do sistema solo, planta, atmosfera.

Nas células vivas, que possuem membrana, os fluxos dão-se por osmose no sentido do equilíbrio dos potenciais hídricos. A Figura 7.20 mostra um exemplo concreto de osmose entre o solo e uma hipotética célula da raiz. Em a) tem-se uma situação de equilíbrio hídrico ( $\Psi_{\text{célula}} = \Psi_{\text{solo}} = -0,3 \text{ MPa}$ ) o que implica um fluxo líquido nulo entre os dois locais. Em b) temos um aumento do  $\Psi$  do solo (pela rega, por exemplo) que leva à entrada de água para a célula. Esta entrada de água vai (c) causar um aumento da pressão no interior da célula ( $\Psi_p$  passa de 0,4 a 0,6 MPa) quando o  $\Psi$  da célula volta a igualar o  $\Psi$  do solo ( $-0,1 \text{ MPa}$ ) e portanto o fluxo líquido passa novamente a ser nulo.

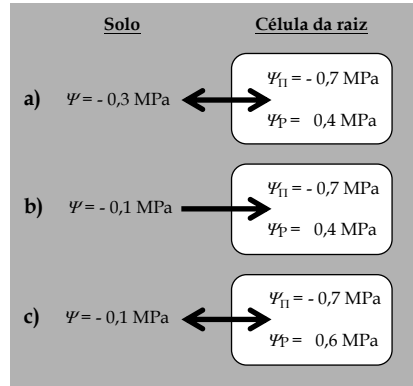


Figura 7.19. Exemplo do fluxo de água por osmose entre o solo e uma célula da raiz. Em a), o meio (solo) e a célula da raiz estão em equilíbrio hídrico, têm ambos um potencial hídrico de  $-0,3$  MPa. Depois, em b), o  $\Psi$  do solo aumenta o que causa o fluxo de água para a célula, por osmose. Esta entrada de água leva ao aumento da pressão na célula (c) até que os potenciais hídricos se voltem a igualar.

Note-se que a entrada de água na célula diminui a concentração de solutos no seu interior e, portanto, o valor de  $\Psi_{\Pi}$  deveria ficar menos negativo (passaria de  $-0,7$  a  $-0,6$  MPa, por exemplo). No entanto, como a água é pouco compressível e a parede da célula é rígida, um pequeno volume de água que entre na célula é suficiente para aumentar notavelmente  $\Psi_P$  sem afetar significativamente  $\Psi_{\Pi}$ .

Os fluxos de água entre células próximas fazem-se basicamente por este processo de osmose, causados por diferenças de potencial hídrico. O mesmo se passa nos fluxos entre o meio e as células da superfície da planta, como são a absorção de água na raiz e a sua transpiração pelas folhas.

Como o volume da água absorvida pelas raízes é muito semelhante ao da água deslocada no xilema e também muito próximo da água transpirada pelas folhas de uma planta (haverá diferenças devido a variações no estado de hidratação ou crescimento da planta), o fluxo de água na planta tem sido analisado do modo logisticamente mais fácil, ou seja, pela medição da transpiração.

Embora toda a superfície de qualquer órgão em contacto com o ar atmosférico (incluindo eventualmente as raízes) possa estar sujeita ao fenómeno da transpiração, esta realiza-se, para a maioria das plantas, quase exclusivamente nas folhas. Existem basicamente duas vias para este



processo, as chamadas transpiração cuticular e a transpiração estomática<sup>7</sup> (Figura 7.20). Ambas as vias constituem um circuito complexo de resistências em série e em paralelo às quais se soma, por último, em série, a resistência oferecida pela camada limite de difusão do vapor de água ('boundary layer') que rodeia a folha.

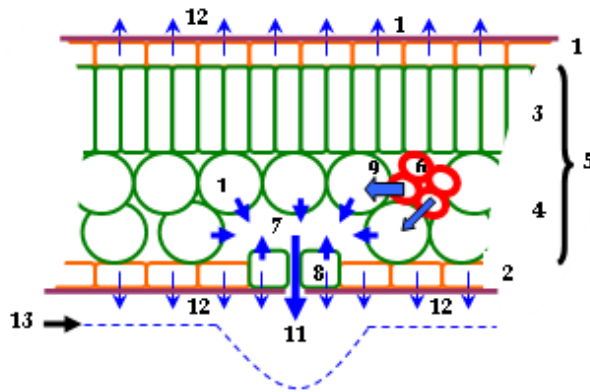


Figura 7.20. Representação esquemática de um corte transversal de uma folha mostrando as principais vias da transpiração. 1- epiderme superior (com cutícula); 2- epiderme inferior (com cutícula); 3- parênquima empalçado; 4- parênquima lacunoso; 5- mesófilo; 6- vaso do xilema; 7- câmara estomática; 8- célula-guarda do estoma; 9- fluxo de água (estado líquido) do xilema para uma célula de parênquima vizinha; 10- evaporação de água das células do mesófilo para a câmara estomática; 11- transpiração estomática; 12- transpiração cuticular; 13- perfil da camada limite ('boundary layer').

Em termos quantitativos, designa-se por transpiração a quantidade de água (mol, g, L ou m<sup>3</sup> por exemplo) evaporada de uma planta ou comunidade vegetal por unidade de tempo (s, h ou dia, por exemplo). A denominada taxa de transpiração ( $T$ ) é a transpiração por unidade de área foliar, ou seja, a quantidade de água evaporada por unidade de área foliar por unidade de tempo (mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> são as unidades correntemente usadas). A quantidade de água evaporada a partir do solo por unidade de tempo chama-se evaporação (quantidade por tempo) dando-se ao conjunto da água transpirada pelas plantas e evaporada do solo o nome de evapotranspiração (também quantidade por tempo) ou taxa de evapotranspiração que é a quantidade de água evaporada (do solo) mais a transpirada (pelas plantas) por unidade de área de solo (geralmente) por unidade de tempo.

<sup>7</sup> Existe também a transpiração lenticular, em órgãos com desenvolvimento secundário, mas que geralmente tem pouco significado em termos quantitativos.

Como em qualquer outro processo de difusão, a intensidade da transpiração depende, por um lado, da diferença entre a energia da água na atmosfera interna da folha e a energia na atmosfera exterior e, por outro, da resistência oferecida ao fluxo difusivo pela própria folha.

A força motriz para a difusão de vapor de água (a diferença de energia da água) pode ser expressa como diferença de potencial hídrico mas, por motivos que não cabe aqui explicar, utilizou-se até há alguns anos a diferença de pressão ou concentração de vapor e, hoje em dia, a diferença de fração molar da água ( $X$ ), ou seja, o  $n^\circ$  de moles de vapor de água sobre o  $n^\circ$  total de moles de moléculas do ar (incluindo o vapor de água). Por outro lado, até há poucos anos, exprimia-se normalmente a resistência ( $r$ ) à transpiração em  $s\ m^{-1}$  e, hoje em dia, usa-se o inverso, a condutância ( $g_s = 1/r$ ), mas agora expressa nas mesmas unidades da transpiração, ou seja,  $mmol\ m^{-2}\ s^{-1}$ . Sendo a taxa de transpiração ( $T$ ) a quantidade (mmol) de água evaporada por unidade de área foliar ( $m^2$ ) por unidade de tempo ( $s^{-1}$ ), pode então equacionar-se da seguinte forma:

$$\begin{array}{lcl} \text{Taxa de} & = & \Delta \text{Fração Molar da Água} \quad \times \quad \text{Condutância} \\ \text{Transpiração} & & \\ T & = & \Delta X_{\text{vapor de água}} \quad \times \quad g_s \quad (7.42) \\ (\text{mmol } m^{-2} s^{-1}) & & (\text{mol } mol^{-1}, \text{ sem dimensão}) \quad (\text{mmol } m^{-2} s^{-1}) \end{array}$$

Utilizam-se portanto as mesmas unidades para  $T$  e  $g_s$  precisamente porque a fração molar do vapor de água não tem dimensão, sendo necessário tomar alguma atenção para não se trocar um pelo outro.

Na prática, para efeitos do cálculo da condutância da folha, caso a planta se apresente saudável, pode-se considerar que o valor da humidade relativa nos espaços intercelulares da folha é 100% (geralmente será maior que 99,5%).

Ao longo do tempo, foram criados e aperfeiçoados diversos métodos e equipamentos para medir a transpiração. Hoje em dia é medida com aparelhos denominados porómetros (Figura 7.21) ou, quando se mede simultaneamente a taxa de fotossíntese, com um IRGA ('Infra-Red Gas Analyser', Analisador de Gas por Infra-Vermelho). Há vários tipos de porómetros mas todos determinam a taxa de transpiração ( $T$ ) ou a condutância estomática ( $g_s$ ) pelo aumento da humidade da atmosfera que rodeia a folha, ou parte desta, devido à sua transpiração.

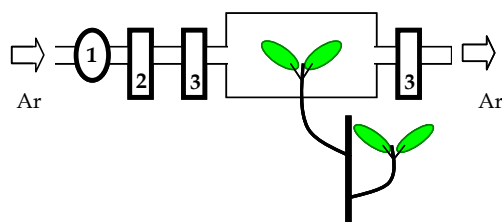


Figura 7.21. Esquema de um porómetro para determinação da taxa de transpiração ( $T$ ) ou da condutância ( $g_s$ ) em plantas. 1- Gerador de fluxo de ar; 2- Medidor de fluxo de ar; 3- Medidor da humidade do ar. As folhas da planta são colocadas na câmara de vidro. O ar é forçado a entrar, medindo-se este fluxo. Pela diferença entre a humidade do ar à entrada e à saída da câmara, é possível calcular a transpiração da planta. Os porómetros de hoje em dia medem a transpiração apenas numa pequena porção da folha.

O porómetro permite normalmente uma boa avaliação da condutância foliar ( $g_s$ ), que basicamente reflete a abertura dos estomas. No entanto, principalmente para plantas com um grande número de folhas, em que não é possível medir  $g_s$  em todas as folhas, a estimativa da transpiração total de uma planta, a partir dos valores de transpiração medidos em algumas folhas, pode levar a grandes erros. Quando se pretende medir com rigor a massa de água transpirada por uma planta, e desde que esteja em vaso, é preferível usar um método gravimétrico (Figura 7.22) que consiste simplesmente na sucessiva pesagem do conjunto planta mais vaso hermeticamente fechado. A transpiração é dada pela perda de peso do conjunto ao longo do tempo. Outros fatores que afetam o peso da planta, como a fotossíntese líquida, serão negligíveis num intervalo de tempo reduzido. Pode também usar-se este método para uma folha seccionada de uma planta, o chamado método das pesagens rápidas. Verificou-se que a transpiração destas folhas, durante os primeiros minutos após o seccionamento, é aproximadamente igual à que a folha tinha quando ligada à planta.

Para a avaliação real da transpiração total em plantas não envasadas, podem usar-se sondas de fluxo de seiva ou abordagens mais holísticas como seja a análise dos fluxos totais de vapor de água sob a vegetação.

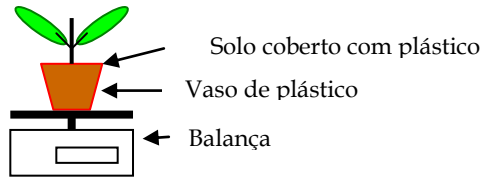


Figura 7.22. Método gravimétrico para determinação da transpiração em plantas. O vaso deve ser de material impermeável (e.g. plástico) e a superfície do solo deve ser coberta também com um material impermeável. Se o solo estiver descoberto mede-se neste caso a evapotranspiração. Pode utilizar-se este método para uma folha isolada. Para se calcular a taxa de transpiração ( $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) é necessário dividir a variação de peso em gramas por 0,018 (o peso de 1 mmol de água), depois dividir este valor pela área foliar da planta em  $\text{m}^2$  e, finalmente, dividir o valor obtido pelo tempo em segundos.

### 5.3 Fluxos de massa

A dinâmica do movimento de água no solo efetua-se sob a ação das mesmas forças que atuam sobre as moléculas de água, isto é os gradientes de carga de pressão e gravitacional. Pelo contrário, logo que a fase líquida se encontra em equilíbrio hidrostático, a soma das cargas de pressão e gravitacional é constante e o movimento resulta do gradiente de potencial químico. A dinâmica é assim caracterizada por dois mecanismos independentes que se produzem em simultâneo: o de transporte de *massa*, *convecção* ou *fluxo Darciano*, um processo passivo que dá origem ao transporte por deslocação e movimento global da fase líquida, e o de *difusão molecular*, que origina o movimento e homogeneização progressiva da solução.

#### 5.3.1 Movimento de água em solo saturado

Quando as forças que atuam no solo não se encontram em equilíbrio, ocorrem fenómenos de movimento da fase líquida e gasosa em relação à sua matriz. A força que origina o movimento é igual mas de sentido contrário ao gradiente do potencial total da fase líquida. A velocidade durante o processo é geralmente expressa na dimensão de fluxo e o fluxo  $q_x$ , definido como a quantidade de líquido transportada por unidade de tempo, através da unidade de área de uma superfície plana perpendicular a uma direção  $x$ .

A equação de Darcy que quantifica o escoamento em meios porosos na presença de um fluido escreve-se como:

$$q = -K_s \frac{dH}{dz} \quad (7.43)$$

onde o fluxo médio,  $q$ , é proporcional à perda de carga e a uma constante de proporcionalidade  $K$ .  $H$  é a carga hidráulica e  $dH/dz$  o gradiente de carga hidráulica, também chamado de gradiente hidráulico.  $K_s$  é uma constante de proporcionalidade e uma propriedade do solo. O parâmetro  $K_s$  é conhecido por *condutividade hidráulica saturada*. Como  $dH$  e  $\Delta z$  têm dimensões de  $[L]$ , então  $K_s$  terá as dimensões de velocidade  $[L/T]$ . Sabe-se que o valor da condutividade hidráulica depende não só do meio, mas também do fluido que o atravessa, com valores mais elevados para solos arenosos e grosseiros e mais baixos para solos argilosos. A presença do sinal negativo na equação de Darcy resulta do facto de que a direção do escoamento e do fluxo corresponde à do potencial total decrescente.

### 5.3.2 Movimento de água em solo não saturado

A equação de Darcy aplica-se ao meio não saturado, já que a proporcionalidade entre os gradientes de pressão e o fluxo continua válida. O comportamento global da fase líquida é, por consequência, descrito por uma relação fluxo-gradiente de potencial. Contudo neste caso a resistência ao escoamento, isto é, a *condutividade hidráulica* da lei de Darcy, depende do teor em água do solo.

Nos escoamentos verticais, importantes do ponto de vista das transferências que se dão no sistema solo-planta-atmosfera, é possível com base em perfis de carga matricial e gravitacional caracterizar as transferências de água na zona não saturada com a *direção* dos escoamentos, dependendo da forma e do declive dos perfis de carga total. Considerando a orientação do eixo  $z$  ascendente e positivo, a referência à superfície do solo e recordando que o escoamento se produz na direção de potenciais *decrescentes*, os três casos mais comuns de escoamento são os que se apresentam na figura seguinte (Musy e Soutter, 1991).

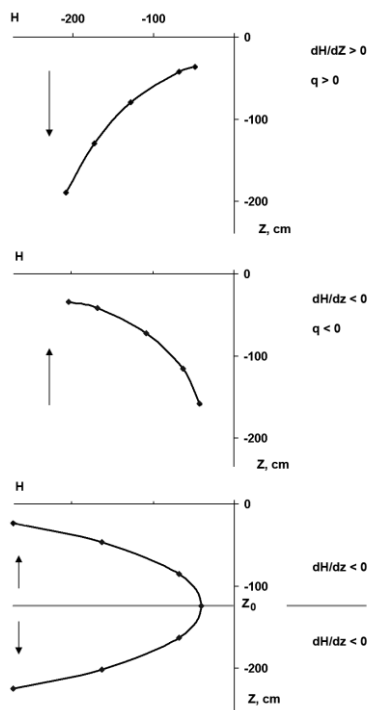


Figura 7.23. – Perfis de carga total – escoamento descendente, ascendente e redistribuição

Situação 1) *O potencial total diminui em profundidade*: o escoamento produz-se nessa direção de potencial decrescente e efetua-se na direção oposta a  $z$ , em direção à profundidade ( $q < 0$ ).

Situação 2) *O potencial total diminui em direção à superfície*: o escoamento produz-se nessa direção de potencial decrescente e efetua-se na direção de  $z$ , em direção à superfície ( $q > 0$ )

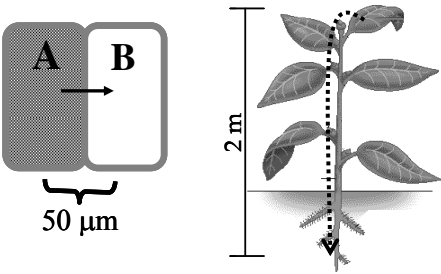
Situação 3) *A curva do potencial total apresenta um mínimo à cota  $z_0$* : o fluxo é nulo a essa profundidade e o escoamento é ascendente acima desse plano de fluxo nulo e descendente abaixo dele.

Esta última situação apresenta-se geralmente a seguir a uma chuvada ou rega, na ausência de freático ou quando profunda e deve-se à existência simultânea de evaporação à superfície e de redistribuição em profundidade. Com o desenrolar do tempo, o plano de fluxo nulo desloca-se em direção à profundidade e a curvatura do perfil de carga total diminui progressivamente.

5.3.3 Movimento de água no xilema e no floema

O desenvolvimento de estruturas que permitiram o fluxo em massa de água, e dos nutrientes nela dissolvidos, constituiu um passo muito importante na evolução dos seres vivos em geral e obviamente também das plantas. O exemplo seguinte (Figura 7.24) mostra claramente este aspeto. O tempo que demora o processo de difusão varia exponencialmente com a distância. Neste exemplo, difusão de glicose entre duas células próximas ( $50\ \mu\text{m}$ ), leva cerca de 2,5 segundos até se atingir metade do equilíbrio, como se pode ver pela equação 7.44.

Mas, a difusão da mesma glicose desde as folhas de uma planta até à raiz, caso a distância fosse de 2 metros, demoraria  $2 \times 10^9$  segundos, que são mais de 63 anos (ver equação 7.45). Conclui-se, assim, que a difusão só é um processo de transporte eficiente para distâncias curtas, da ordem dos milímetros. Para distâncias maiores, é necessário outro tipo de transporte. O fluxo em massa da mesma glicose, entre a parte aérea e a raiz desta mesma planta, leva normalmente pouco mais de uma hora.



$$t_{1/2} = \text{distância}^2 / \text{coeficiente de difusão} \quad (7.44)$$

$$50\ \mu\text{m}: \quad t_{1/2} = (50 \times 10^{-6}\ \text{m})^2 / 10^{-9}\ \text{m}^2\ \text{s}^{-1} = 2,5\ \text{s} \quad (7.45)$$

$$2\ \text{m}: \quad t_{1/2} = (2\ \text{m})^2 / 10^{-9}\ \text{m}^2\ \text{s}^{-1} = 2 \times 10^9\ \text{s} \quad (7.46)$$

Figura 7.24. A difusão entre células e entre órgãos. A célula A tem uma alta concentração de glicose e a célula B hipoteticamente não tem glicose. Por difusão, o tempo que leva a que a célula B fique com metade da concentração de glicose da célula A, é cerca de 2,5 segundos. A difusão da mesma glicose a uma distância de 2 metros, demoraria mais de 63 anos ( $2 \times 10^9$  segundos). Adaptado de Taiz e Zeiger (2002),

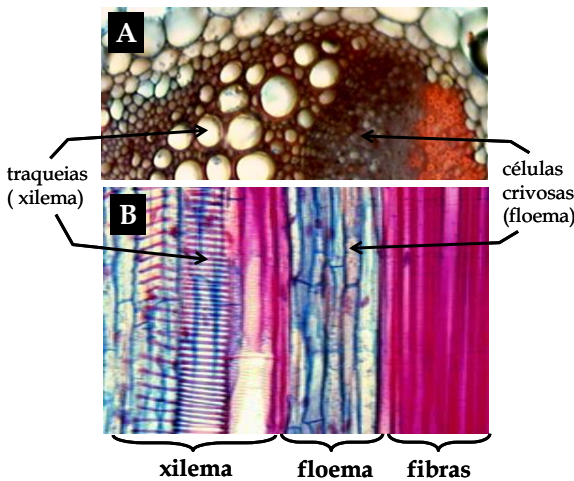
Na verdade, os seres vivos mais evoluídos possuem sistemas de transporte que permitem o fluxo em massa de nutrientes entre os seus

1290 órgãos. Excetuando algumas algas e outros seres vivos formados por  
1291 colônias de células pouco diferenciadas, todos os seres vivos de grandes  
1292 dimensão têm sistemas de transporte por fluxo em massa, como por  
1293 exemplo o sistema circulatório sanguíneo e o respiratório dos animais.

1294 Nas plantas, há duas vias de transporte por fluxo em massa: o  
1295 xilema e o floema. As células condutoras de ambos caracterizam-se por  
1296 não ter membranas a separar as células de um mesmo vaso condutor.  
1297 Caso assim não fosse, os fluxos seriam por osmose, portanto difusivos e  
1298 ineficientes para longas distâncias.

1299 No floema, dá-se, essencialmente, o transporte de produtos da  
1300 fotossíntese, das folhas (os chamados locais de produção) para os locais  
1301 onde são utilizados no metabolismo (os chamados locais de consumo),  
1302 principalmente os tecidos em crescimento como sejam ápices radiculares e  
1303 caulinares, flores e frutos em desenvolvimento. De qualquer modo, como  
1304 foi referido anteriormente, este é um fluxo interno da planta que não afeta  
1305 diretamente o fluxo no sistema solo, planta, atmosfera.

1306 A Figura 7.25 mostra um feixe vascular duplo, com xilema e  
1307 floema, em corte transversal (A) e longitudinal (B).



1308 Figura 7.25. Fotografias ampliadas (aproximadamente 150 vezes) de cortes  
1309 transversal (A) e longitudinal (B) de um feixe vascular duplo com xilema e floema.  
1310 À direita, existe um feixe de fibras de esclerênquima que tem apenas função de  
1311 suporte. Podem ver-se as grandes células condutoras do xilema - traqueias - e as  
1312 do floema - células crivosas.



Os vasos do xilema, com grande diâmetro, constituem uma via de baixa resistência ao fluxo ascendente da solução xilémica desde a raiz até às folhas.

As bases teóricas da força motriz deste transporte foram estabelecidas nos finais do século XIX a início do século XX, principalmente por Dixon e Joly<sup>8</sup>, e são mostradas na Figura 7.26. A saída (transpiração) de água pelas folhas leva ao fluxo de água do xilema em direção aos estomas, o que causa uma diminuição da pressão no xilema na parte aérea da planta e, conseqüentemente, a solução xilémica é aspirada, ascendendo da raiz para as folhas. Designou-se de mecanismo da coesão-tensão porque se baseia na coesão entre as moléculas de água que é necessária para que a coluna ascendente de água não se quebre facilmente e na tensão gerada no xilema pelo processo de transpiração. Este mecanismo não exige o dispêndio de energia metabólica, apenas o calor suficiente para causar evaporação, como foi comprovado pelo modelo mostrado na figura 7.26.

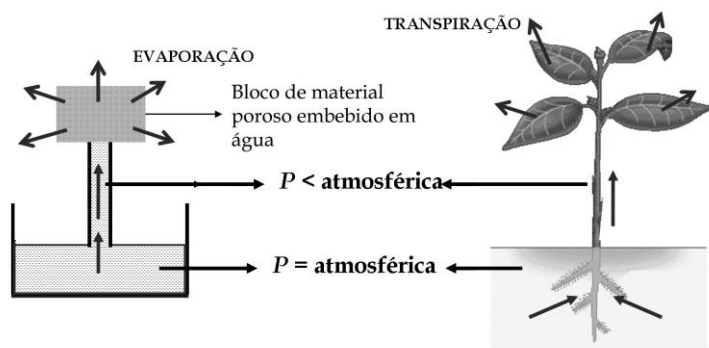


Figura 7.26. Mecanismo da coesão-tensão para o transporte no xilema. O modelo à esquerda mostra que a evaporação de água a partir de um material poroso (simulando as folhas), causa uma tensão (pressão inferior à atmosférica) na água no interior do tubo de vidro (simulando o xilema) o que leva à entrada de água para o tubo a partir do recipiente (simulando a água no solo e na zona radicular).

Um dos problemas deste modelo foi a constatação de que, quando se cortava o caule de algumas plantas, surgia água na secção inferior do corte, sugerindo uma pressão positiva no xilema. De facto, veio mais tarde

<sup>8</sup> Henry Horatio Dixon (1869 a 1953), Irlandês, botânico. John Joly (1857 a 1933), físico, desenvolveu a radioterapia para o tratamento do cancro, ainda algumas técnicas para estimar a idade geológica com base na radioactividade, para além do apoio à construção do modelo da ascensão da água nas plantas.

a comprovar-se a existência de um mecanismo alternativo que 'empurra' a água a partir da raiz. É o chamado mecanismo da pressão radicular (Figura 7.27) que induz o fluxo ascendente por um fenómeno de osmose na raiz.

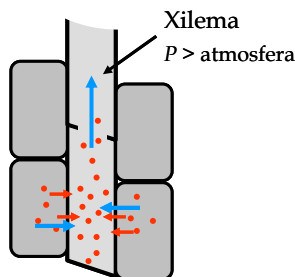


Figura 7.27. A pressão radicular é causada pelo transporte ativo, na raiz, de solutos (nutrientes) para o xilema, a partir de células vizinhas. O aumento da concentração de solutos no xilema causa a entrada de água por osmose e, consequentemente, o aumento da pressão na parte terminal do xilema e a ascensão da solução xilémica.

De qualquer modo este mecanismo da pressão radicular tem, normalmente, pouco significado em termos quantitativos e deixa de se manifestar sempre que a planta transpira razoavelmente.

Outro facto que levantou (e continua a levantar) algumas dúvidas em relação ao mecanismo da coesão-tensão, foi a impossibilidade teórica de elevar, por aspiração, uma coluna de água a mais de 10 metros de altura sem que houvesse rutura (quebra da coesão). Hoje sabe-se que, principalmente em condições de elevada transpiração, ocorrem efetivamente múltiplas cavitações nos vasos do xilema, detetáveis pela emissão de ultrassons. Assume-se, assim, que as colunas ascendentes de água vão sofrendo quebras, sendo o fluxo desviado para vasos paralelos até que a bolha de cavitação desapareça e o vaso volte a ficar funcional.

## 6. Referências

- FAO, 2006. Guidelines for soil description, 4th ed. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, pp. 109.
- Gomes M. Pereira & Silva A. Antunes. 1962. Um novo diagrama triangular para a classificação básica da textura do solo. Estudos Agronómicos (Lisboa), 3 (1) 1-9.
- Hillel D. 1998. Environmental Soil Physics. Academic Press. San Diego.
- Musy A., Soutter M. 1991. Physique du Sol, Presses Polytechniques et Universitaires, Romandes, Collection Gérer L'Environnement 6.

1369 Nemes A., Wosten J.H.M., Lilly, A. & Oude Voshaar J.H. 1999. Evaluation of  
 1370 different procedures to interpolate particle-size distributions to  
 1371 achieve compatibility within soil databases. *Geoderma*, 90, 187-202.  
 1372 Nimmo J. R. 2005. Porosity and Pore-Size Distribution. In: Hillel, D. (Ed.).  
 1373 Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier Science. Oxford. 4  
 1374 vol.  
 1375 Nobel P., 2009. Physicochemical and Environmental Plant Physiology, Fourth  
 1376 Edition. Academic Press, U.K.  
 1377 Santos F. L., 2003. Transferência de Água e de Solutos no Solo, Publicações  
 1378 Universidade de Évora, Série Ciências Agrárias Nº 9, 2ª edição  
 1379 revista.  
 1380 SSSA, 2008. Glossary of Soil Science Terms 2008. Soil Science Society of  
 1381 America. Madison, pp. 93.  
 1382 Steudle E., Zimmermann, U., 1971. Hydraulische Leitfähigkeit von *Valonia*  
 1383 *utricularis*. *Z. Naturforsch.* 26b, 1302-1311  
 1384 Taiz L., Zeiger E., 2002. Plant Physiology. 3rd edition, Sinauer Associates,  
 1385 USA  
 1386